静止気象衛星のラピッドスキャンを用いた台風の強化プロセスに関する研究

(Study on Typhoon Intensification Processes Using Rapid Scans from Geostationary Satellites)

小山　亮
(OYAMA, Ryo)

名古屋大学大学院環境学研究科 博士（理学）

2018 年

要旨

台風の強化，すなわち，低気圧性循環（一次循環）の強化には，壁雲及びインナーレインバンドで構成される内部コア内の深い対流によって駆動される，二次循環の強化が深く関わっていることが知られる。台風の強化プロセスの理解は，台風の理解を深めるためにも，防災，減災のためにも重要である。しかしながら，台風は，通常，海面水温が暖かい海域で発生，発達することから，台風スケールの風の場を観測によって捉えることは，ゾンデ観測などの現場観測のみでは限界がある。近年の技術向上によって実現された，静止気象衛星の高頻度観測（ラピッドスキャン）は，台風をはじめとしたメソスケール現象を，時間的により詳細に観測するための手段として期待されている。特に，連続する衛星画像から雲のパターンを追跡して得られる大気追跡風（AMV）は，ラピッドスキャンデータを用いることによって，台風の時間空間変動の大きな風の場に対しても，広範囲に風データが得られる。そこで，本研究では，運輸多目的衛星（MTSAT）及びひまわり 8 号のラピッドスキャンデータを用いて算出した上層 AMV を用いて，台風の雲頂高度付近の風を捉え，台風の強化に伴った一次循環及び二次循環のふるまいを，台風強化の前の特徴的な現象として指摘されている対流現象（対流バースト：CB）との関連に注目して調べた。さらに，これらの調査結果に基づき，台風の強度及び強化に関係した構造変化を推定する可能性も調べた。

はじめに，台風 Danas (1324) を対象とした事例調査を行い，MTSAT の赤外バンド観測によって検出された対流バーストと，MTSAT AMV を用いて解析した雲頂高度付近の一次循環及び二次循環の強化との関係を調べた。雲頂高度付近の接線風及び動径風の解析によって，台風の強化プロセスに関係する二つの注目すべき様相，すなわち，(i) 発達期の 2 回の対流バースト発生に伴った二次循環強化を示す動径風の強化，(ii) 1 回目の CB の直後と，2 回目の CB における接線風の強まり，が明らかにされた。これらの結果は，1 回目の CB 発生に伴って生じた上昇流と潜熱加熱の放出が，下層の収束と絶対角運動量の強化をもたらし，結果として，Danas (1324) の風の場の軸対称構造化に好都合な場を作り出していたと考えられる。この後，Danas (1324) は，2 回目の CB での深い対流を経て急速に強化した。以上の結果は，上層 AMV によって，台風の強化プロセスに関わる一次循環と二次循環の強まりを捉えることができることを示してい

る。

次に，2011～2014 年の 44 個の台風を対象として，MTSAT AMV を用いて解析した雲頂高度付近の最大動径風（上層アウトフロー）と，ベストトラック最大風速及び発達率（最大風速の前 24 時間変化）との関係を，CB の出現に注目して調べた。上層アウトフローの強化は，平均的には，MTSAT の赤外バンドで観測された内部コアの積乱雲の雲頂温度の低下と同期しており，上層アウトフローが，内部コア内の対流によって駆動されていることを示唆した。また，66 %の台風で，発達率が最大となる時刻が上層アウトフロー最大時刻の 0～36 時間後に出現する傾向や，急速に強化した台風では，発達率最大の時刻が上層アウトフロー最大の時刻の後に出現する傾向も明らかとなった。さらに，急速に強化した台風ほど，対流圏中層に潜熱加熱のピークを伴い，大きな上層アウトフローを伴う傾向も示された。また，発達期に CB が発生した台風と発生しなかった台風の比較では，CB を伴った台風の方が，上層アウトフローの強さと発達率との相関が大きい傾向がみられ，内部コア内の急速な対流の深まりが，二次循環強化に重要な役割を果たしている可能性も示唆された。さらに，発達期の上層アウトフローが，これよりも 0～6 時間前の発達率と最も高い相関がある傾向も明らかにされた。

以上の調査結果に基づき，上層 AMV から求めた雲頂高度付近の最大接線風，最大動径風を用いて，台風の強度及び強化に関係した構造変化を推定する可能性を調べた。2011～2014 年の台風に対する MTSAT AMV を用いた統計調査では，雲頂高度付近の最大接線風とベストトラック最大風速との相関は約 0.73 と高く，上層の低気圧性循環が，内部コア内の絶対角運動量の上方輸送によって強化されていることを示唆した。さらに，最大接線風と最大動径風が出現する半径は，発達率が大きな台風ほど小さい傾向がみられ，急速に強化した台風ほど，境界層内のインフローが強い傾向を示唆した。また，ひまわり 8 号のターゲット観測を用いて算出した 30 分間隔の上層 AMV を用いて，最大接線風から台風の最大風速を推定する可能性も調べた。台風 Lionrock（1610）を用いた事例解析では，最大接線風を用いて捉えられた雲頂高度付近の一日以下の時間スケールの低気圧性循環の強化が，上層暖気核の強まりと最大接線風の半径の縮小に対応していることに注目された。この結果は，高い時間空間解像度で得られるひまわり 8 号 AMV が，雲のパターンに基づくドボラック法などの従来の強度推定法では捉えることが出来ない，詳細な台風の強度変化，及びこれに関連した内部コアの構造変化を捉える可能性を示している。

本研究で得られた結果は，衛星観測に基づいた台風の強化プロセスの検証結果として，先行研究及び数値予報モデルを用いた台風のシミュレーション結果の検証等に貢献することが期待される。また，本研究によって示された，上層 AMV に基づいた台風の強度，及び強化に伴う構造変化を解析する手法は，台風の強度解析への貢献とともに，台風の強化プロセスに関する研究に資することが期待される。

目次

第１章　序論　・・・

第 3 章　上層 AMV を用いて捉えた台風 Danas (1324) の強化　・・・・・・・・・ 26
3．1　はじめに
3．2　結果
3．2．1　台風 Danas (1324)と大気海洋環境場の特徴
3．2．2　上層 AMV が捉えた台風 Danas (1324)の雲頂高度の風の場の特徴

第 4 章　台風の強化と AMV によって捉えられた上層アウトフローの関係 ・・・・ 29
4．1　はじめに
4．2　対象台風及び使用した AMV データ
4．3　上層 AMV を用いた上層アウトフローの解析
4．4　対流バーストの検出
4．5　結果
4．5．1　DOTSTAR データを用いた AMV の検証
4．5．2　検出された対流バーストの特徴
4．5．3　内部コア内の対流と上層アウトフローの関係
4．5．4　台風の発達率と上層アウトフローの関係
4．5．5　台風強化と上層アウトフロー強化の時間差
4．5．6　上層アウトフローを用いた台風発達率診断の可能性

第 5 章　上層 AMV を用いた台風の強度及び構造の診断　・・・・・・・・・・・・ 38
5．1　はじめに
5．2　対象台風及び使用した AMV データ
5．3　MTSAT AMV によって捉えられた台風の雲頂高度の風の場の特徴
5．3．1　30 kt 半径，最大接線風半径，及び最大動径風半径との関係
5．3．2　ベストトラック最大風速と雲頂高度の接線風との関係
5．3．3　ベストトラック最大風速と雲頂高度の最大接線風との関係
5．4　台風 Goni (1515) を用いた MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の品質比較
5．5　ひまわり 8 号の上層 AMV から得られた雲頂高度の最大接線風を用いて地上最大風速を推定する可能性　－台風 Lionrock (1610)を用いた事例調査－

第 6 章　考察 ・・・

第１章　序論

1．1　はじめに

台風は，北西太平洋域で発生する地上最大風速が 34 kt（17.2 m s^{-1}）以上の熱帯低気圧と定義され，水平スケールが数 100～数 1000 km のメソスケール擾乱（Orlanski 1975）に分類される。図 1.1 の熱帯低気圧の平均存在数の空間分布（Knapp et al. 2010）が示すとおり，北西太平洋域は，世界的にみても熱帯低気圧が多く発生する海域であり，国内の研究者だけではなく，海外の研究者の関心も高い。北西太平洋域の監視を担う気象庁の Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) Tokyo-Typhoon Center が作成した，1981 ～ 2010 年の統計資料（気象庁 HP: http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html）によると，台風は一年間に平均 25.6 個発生しているが，そのうち，11.4 個が日本に接近し，2.7 個が日本に上陸している。台風の接近又は上陸時の強風は，しばしば家屋や公共インフラへの甚大な被害をもたらすとともに，時には大雨ももたらし，河川氾濫，土砂災害などによる深刻な被害を引き起こすことも多い。また，強い台風ほど，急速強化を経験する傾向があることも知られている（Kaplan and DeMaria 2003）。

台風の構造の特徴を一言で表現するならば，その軸対称渦構造である（図 1.2）。例えば，衛星の可視，赤外バンドで観測される眼を取り囲む円形の濃密な雲域（Central Dense Overcast: CDO）や，気象レーダーで観測される中心をスパイラル状に取り巻く活発な降水バンドは，台風の軸対称渦構造を示唆するものである（Houze 2010）。また，気温場にみられる，台風中心近傍に形成される周辺よりも暖かい領域，すなわち暖気核の存在（Hawkins and Rubsam 1968; Hawkins and Imbembo 1976; Kidder et al. 2000）も，軸対称構造を示す特徴的な構造である。台風にみられるこれらの風，気温構造は，台風内部で温度風バランスの関係が成り立っていることを示唆しており，近似的には，台風内部の低気圧性循環（一次循環）が，中心向きの気圧傾度力，外向きのコリオリ力及び遠心力の三つの力がバランスする傾度風バランスで説明されることをあらわしている（Willoughby 1990）。また，深い対流が支配的な台風内部は，平均的には湿潤対流中立の状態にあると仮定することができ（Emanuel 1986），境界層よりも上の自由大気においては，気圧傾度力と重力が釣り合った静力学平衡を満たしているとされる（Ogura 1964）。

台風は，海面水温が高く（概ね 26℃以上），海面からの熱，水蒸気フラックスが豊富

な熱帯の海上で発生することが指摘されている（Gray 1968）。熱帯低気圧の発生，発達プロセスを説明した広く知られる理論としては，第二種条件付不安定（Condition Instability of the Second Kind: CISK）理論（Charney and Eliassen 1964），Wind Induced Surface Heat Exchange（WISHE）理論（Emanuel 1986; Rotunno and Emanuel 1987; Yano and Emanuel 1991）がある。CISK 理論では，台風は，個々の積雲対流の集団と大規模な循環が相互作用することで発生すると説明される。一方，WISHE 理論では，台風の発達過程は，大気－海洋間のエネルギーフラックスの流出入の差による不安定で決まると説明される。すなわち，気圧傾度力，コリオリ力，及び遠心力が釣り合う傾度風バランスと，鉛直方向に静水圧平衡を満たす渦において，壁雲内で常に飽和している（湿潤傾斜中立の成層の仮定）と仮定すると，渦の強化は，海面からの熱，及び水蒸気フラックスの収支で決まるとされる。CISK，WISHE の両理論の考え方は，表面上は異なるが，暖かい海面からの熱，水蒸気フラックスが台風の発生において本質的であるという点は共通している。

本研究では，近年の技術向上によって時間，空間分解能の向上が著しい静止衛星観測に基づいて，台風の強化プロセスの検証及び解明のための調査，及び台風の強度推定手法の提案を行なうことを目的とした。以下，第 1.2 節～1.5 節で，本研究の背景及び動機を，本研究に関係する先行研究を紹介しながら説明した後，第 1.6 節で本研究の目的を述べる。

1．2　台風の強化プロセスにおける二次循環の役割

台風の二次循環は，台風領域内の境界層内における，摩擦による中心へ向かう流れ（インフロー），壁雲内の上昇流，及び雲頂高度付近で中心から外向きに向かう流れ（アウトフロー）によって構成される鉛直循環である（図 1.2）。熱帯低気圧の発達，すなわち一次循環の強化には，二次循環が深く関わっていることが，理論的，数値的先行研究により指摘されている（Holland and Merrill 1984; Smith et al. 2009）。二次循環の役割は，それ自身が生成する非断熱加熱と内向きの運動量フラックスを強制として，傾度風バランスにある風の場を崩すことによって，新たな傾度風バランスへ移行させることである（Holland and Merrill 1984）。第 1.1 節で紹介した，熱帯低気圧の強化を説明する WISHE 理論から，式（1.1）の最大到達可能強度（Maximum Potential Intensity: MPI）を導出することができる。

$$v_m^2 = \frac{C_k}{C_d}\frac{T_s - T_o}{T_s}(S_s^* - S)$$

式（1.1）

v_m：最大接線風半径における傾度風，C_d：抵抗係数，C_k：海面交換係数，
T_s：地表気温，T_o：中心からの外向きの流れ（アウトフロー）が存在する層の気温，
S_s^*：地表の飽和エントロピー，S：エントロピー

式（1.1）は，湿潤傾斜中立の大気成層と大気－海洋間の熱エネルギーフラックスの平衡状態を仮定すれば，熱帯低気圧の最大到達可能強度が地表及びアウトフロー高度の情報のみで決まるということを示しており，台風の強化プロセスにおける雲頂高度付近のアウトフロー（二次循環）の重要性も示唆する。

一般に，台風領域における壁雲及びインナーレインバンドを含む領域を内部コア（inner core），アウターレインバンドが存在する外側領域を外部コア（outer core）と区別（図 1.4）して議論されることが多いが，台風の強化プロセスにおいては，特に内部コアの力学が重要な役割を果たしていることが分かっている。内部コアの半径は，地上の最大風速半径の 2～3 倍とされ（Wang 2009; Li and Wang 2012），境界層内では，内部コア内で風速が最大となっている。内部コアの具体的なサイズとして，例えば Croxford and Barnes (2002) は，ハリケーンの平均的な内部コアの半径を 65～140 km と定義している。Frank (1977) によって示された熱帯低気圧内部の平均的な接線風，動径風（図 1.3）の特徴は，およそ中心から半径 2 度以内では，対流圏下層～上層にかけて接線風が正の値で低気圧性循環となっており，上層にいくほど風が弱くなっている。一方，半径 2 度よりも外側では，下層では低気圧性循環が卓越している一方で，動径風が正となっている（すなわち，台風中心から外向きの流れとなっている）上層では，高気圧性循環がみられるようになる。内部コア内の下層～上層の低気圧性循環について，Bryan and Rotunno (2009) は，非静力学軸対称モデルを用いて熱帯低気圧をシミュレーションし，境界層内で最大風速半径を通過する空気塊が，等絶対角運動量面と等湿潤エントロピー面に沿って，対流圏上層まで輸送されうることを示している（図 1.5）。この結果は，台風の内部コア内の一次循環の鉛直方向の発達に，内部コア内の深い対流が重要な役割を果たしていることを示唆する。また，半径 2 度よりも外側でみられる上層の高気圧性循環は，空気塊の外向き移動とともにコリオリ力の影響を受けた結果として

解釈される。

なお，第 1.1 節において，台風内の低気圧性循環は，近似的には傾度風バランスで説明されることを述べたが，摩擦の効果が大きく，中心に向かうインフローが卓越している境界層内では，傾度風バランスは成り立っておらず，摩擦の効果による絶対角運動量の内向き輸送の結果，傾度風よりも大きな風速が存在しうる。これは超傾度風（super gradient wind）と呼ばれている（Mitsuta et al. 1988）。

台風の内部コアの発達に関する議論では，慣性安定度（inertial stability）がよく用いられる。慣性安定度の定義式は以下である（Schubert and Hack 1982）。

$$Inertial\ stability = \frac{1}{r^3}\frac{\partial M^2}{\partial r}, \qquad 式\ (1.2)$$

ここで，rは台風中心からの半径，Mは絶対角運動量である。絶対角運動量は，Vを接線風，f_0をコリオリパラメータとして，$rV + 1/2f_0 \times r^2$で定義される。慣性安定度は，傾度風バランスが成り立っている系の中の空気塊の水平方向（動径方向）の安定性を示す物理量であり，その定義式（式（1.2））から，接線風最大の半径よりも内側の領域では慣性安定，外側領域では慣性不安定となっている。

二次循環の強化の要因に関して，Shapiro and Willoughby（1982）は，Sawyer-Eliassen の診断方程式を用いて，内部コア内の熱力学及び力学的プロセスが二次循環強化に与えるインパクトを診断的に調べた。彼らは，二次循環の強さが，内部コア内の非断熱加熱（対流に伴う潜熱加熱）と境界層内の内向き運動量フラックスに対する正の応答として説明されうることを示した。また，Fudeyasu and Wang（2011）は，Sawyer-Eliassen 診断方程式に基づき，内部コア内の非断熱加熱に対する外部コアにおける二次循環の応答は弱いことを示した。この弱い応答は，内部コア内の大きな慣性安定度によって，外部コアと内部コア間で空気の交換がされにくいことが原因と考察している。

1．3　対流バースト（Convective burst）

台風の内部コア内の深い対流に伴って解放される潜熱は，一次循環及び二次循環の強化に重要であることが，先行研究で指摘されている。例えば，Schubert et al.（1999）は，Rossby-Ertel の渦位方程式を用いて，内部コアの非断熱加熱に対する一次循環の正の応答を診断的に示した。非静力学モデルを用いた数値シミュレーションに基づく研究では，内部コア内の非断熱加熱は，眼の中の下降流に伴う断熱昇温（Willoughby 1998）

とともに，暖気核形成への寄与が大きいことも指摘されている（Ohno and Satoh 2015）。

台風の発達期には，しばしば台風中心近傍で持続する強い対流が観測されるが，この現象は一般に，対流バースト（Convective bursts: CBs）と呼ばれている。内部コアの形成及び発達は，しばしば対流バーストの結果として解釈，議論される。対流バーストの存在は，1958 年のハリケーン Daisy を対象とした航空機集中観測によって初めて指摘されたとされる。Riehl and Malkus (1961) は，この集中観測で得られたデータを解析することによって，台風内の対流セル（Hot tower）による大気加熱が，Daisy の発達に深く関係していた可能性を指摘した。静止気象衛星が利用可能となった 1970 年代には，Steranka et al. (1986) によって，ハリケーンの発達と静止気象衛星の赤外バンドで観測された対流バーストの関係が統計的に調査された。この結果，彼らは，急速強化の前兆とみられた対流バーストは 9 時間以上継続していたものが多かったこと，対流バーストが急速強化前に起こる傾向があったことなどを指摘した。Guimond et al. (2010) は，航空機ドップラー観測を用いてハリケーン Dennis (2005) の解析を行い，ハリケーンの急速強化の前に，対流バーストが出現していたことを示した。Hazelton et al. (2017) は，高解像度モデルを用いた数値シミュレーションに基づく研究によって，対流バーストを伴っていた熱帯低気圧には，高度約 2 km にアウトフローが出現する傾向があったことを示した。

対流バーストは，台風の強化において，幾つかの本質的な役割を果たしていると考えられている。一つ目に，上部対流圏と下部成層圏の間の空気の交換を促進することによる，上層暖気核の発達への寄与である（Elsberry et al. 2013; Ohno and Satoh 2015）。二つ目は，対流バーストによってもたらされる内部コア内の強い上昇流が，地表の大きな絶対角運動量の対流圏上層への輸送を可能とすることである。この絶対角運動量の上方輸送は，熱帯低気圧の一次循環の鉛直方向への発達にも寄与していることも指摘されている（Sawada and Iwasaki 2007; Bryan and Rotunno 2009）。

スーパーコンピューターの高速化などの近年の計算機性能の大幅な向上は，高解像度数値シミュレーションを用いた台風研究を可能とし，対流バーストの台風強化における役割の理解にも大きく貢献している。Miyamoto and Takemi (2013) は，高解像度数値モデルを用いた台風の理想化実験を行い，対流バーストによる対流有効位置エネルギー（Convective Available Potential Energy: CAPE）の消費によって，内部コアの形成が促進され，内部コア構造の軸対称化，台風の強化につながっていたことを示した。また，

Sawada and Iwasaki (2007) は，雲解像モデルを用いた理想的な台風の数値シミュレーションによって，内部コア内深い対流に伴う強い上昇流が，質量及び絶対角運動量の鉛直上向きフラックスを増加させうることを指摘した。Rogers (2010) は，高解像度非静力学モデルを用いて，ハリケーン Dennis (2005) のシミュレーションを行い，内部コア内の質量フラックスの上方輸送が急速強化の前兆となっていたこと，対流バーストが内部コア内の一次循環と慣性安定度を強めていたことを指摘している。

1．4　衛星観測を用いた台風強度の解析

第 1.3 節で紹介したとおり，高解像度数値シミュレーションによる多くの研究は，台風の発達プロセスの詳細を理解することに有用で，台風の強化プロセスを始めとした多くプロセスに関する本質的な知見が得られている。しかし，数値シミュレーション結果の観測データに基づく検証は，今後も数値モデルの性能が向上していくであろう将来においても，その妥当性を確認する上で不可欠である。しかし，台風は，通常海上で発達するため，現場観測や航空機観測のみを用いて，数値実験で得られる結果の検証を行うことは限界がある。このことからも，観測可能な物理量は限定されるが，比較的高い時間・空間分解能で，台風全体を観測することができる衛星観測は，台風の全体構造及びその振る舞いを検証する手段として欠かせない存在であるといえる。

台風よってもたらされる災害の防止と軽減の観点からは，科学的に解明された台風の強化に関する知見をもとに，台風強化に伴う特徴的な構造変化を，正確に観測，予報するための手法を開発することもまた，研究者に求められる重要な課題である。台風の解析及び予報を担う RSMC Tokyo-Typhoon Center は，台風の中心位置と強度（中心気圧及び最大風速）を，各種観測データに基づいて解析を行い，発表している。この解析は，通常 6 時間毎に行なわれているが（台風が日本に接近した場合には最短で 1 時間毎に行なわれている），リアルタイムで発表される速報解析，事後の十分な検討に基づいたベストトラック解析がある。速報解析及びベストトラック解析の両方において，気象衛星ひまわりの赤外バンドの輝度温度（Brightness Temperature: TB）の画像を用いて解析される，台風の雲パターンを利用したドボラック法（Dvorak 1975, 1984）による推定強度が重視されている。この，ドボラック法で解析した強度推定値を重視した台風強度解析は，米国の国立ハリケーンセンター（National Hurricane Center: NHC）など，気象庁以外の地域特別気象センター

（http://www.wmo.int/pages/prog/www/tcp/RSMC-TCWC.html）においても同様である。

ドボラック法では，解析者によって台風の雲の形状や眼の大きさ等が数値化され，これらの情報に基づいて T 数（Tropical number）が決定される。さらに，T 数から，T 数の時間変化, 台風の発達ステージなどを考慮して, 台風強度に相当する CI 数（Current Intensity number）を求め，最終的に CI 数—台風強度変換テーブル（木場ほか 1990）を用いて中心気圧と最大風速を求める。近年では，Advanced Objective Dvorak Technique（AODT）や, Cloud Grid Information Objective Dvorak Analysis（CLOUD）などの客観ドボラック法による推定強度も, 強度解析の現場で使われるようになってきている（Olander and Velden 2007; Kishimoto et al. 2013）。

ドボラック法は，衛星画像の台風の雲のパターンから，比較的よい精度で強度を推定することができるメリットがあるが（Velden et al. 2006），事例によっては，その経験的，主観的アプローチに起因した推定誤差も生じることが指摘されている（Yoshida et al. 2011）。このため，気象庁は，2013 年から，極軌道衛星 NOAA 及び MetOp の改良型マイクロ波探査計（Advanced Microwave Sounding Unit-A: AMSU-A）の 55 GHz 帯の気温観測チャンネルで観測される暖気核の強さ（台風周囲の気温に対する気温偏差の最大値）に基づく中心気圧の推定手法（Oyama 2014）の利用を開始した。この AMSU 中心気圧の有効性については， AMSU 中心気圧をドボラック推定とともに使うことで, 推定精度が改善されることが, ベストトラック解析に対する精度検証によって確認されている（Oyama et al. 2016）。その他，衛星マイクロ波観測を用いた台風の強度推定手法として，TRMM のマイクロ波放射計（TRMM Microwave Imager: TMI）の TB から得られる, 台風内の降水分布及び海面のしぶきの分布に基づいた手法も提案されている（Hoshino and Nakazawa 2007）。

衛星マイクロ波観測は，台風の内部構造（気温，降水）を捉えることができる有用な観測であるが，極軌道衛星の場合，一日あたりの観測回数が最大二回であることや，衛星マイクロ波観測の空間解像度はあまり高くないこと（AMSU-A では，衛星直下で約 48 km）から，台風の急速強化の捕捉や，より時空間スケールが小さな現象を捉える目的では十分ではないといえる。また，ドボラック法による強度推定についても，台風の一日あたりの平均的な雲パターンの変化に基づいて開発されたものであることから, 台風の急速強化を捉えるという観点では十分ではない可能性もある。これらの背景からも,

高い時間分解能, 台風の急速強化に伴う構造変化及び強度を捉えることができる手法の開発が求められている。

1．5　静止気象衛星のラピッドスキャンデータを用いた大気追跡風（AMV）の算出

近年の衛星観測技術の向上は目覚ましく，特に静止気象衛星においては，その時間分解能の向上が顕著である。時間間隔が概ね 15 分以下の静止衛星観測は，一般にラピッドスキャン（太原・毛利 2013）と呼ばれるが，ラピッドスキャンによる観測は，特に時間, 空間スケールの小さな大気現象を監視するための強力な観測になることが期待されている。国内では，2008 年の THORPEX –Pacific Asian Regional Campaign（T-PARC） 特別観測実験（Nakazawa et al. 2010）のため，運輸多目的衛星 MTSAT（本運用期間: 2005 年 6 月 28 日～2015 年 7 月 7 日）による 4～7 分間隔の日本領域のラピッドスキャンが実施された。また，2010～2014 年には，航空機の安全運行支援のため，夏季限定の 4～5 分間隔の日本領域を観測対象としたラピッドスキャンが行われている。MTSAT の通常観測においても，大気追跡風（後述）をより精度よく算出することを目的として，0000，0600，1200，1800 UTC に 15 分間隔の観測を行っていた。さらに，2015 年 7 月 7 日に運用開始された，次世代静止気象衛星ひまわり 8 号のセンサー（Advanced Himawari Imager: AHI）では，従来の MTSAT のセンサー（Japanese Advanced Meteorological Imager：JAMI）に比べて，観測のバンド数が大幅に増加（表 1.1）したともに，全球領域（フルディスク）を 10 分間隔，日本領域とターゲット観測領域（台風領域他）を 2.5 分間隔の観測が行われている（図 1.6; Bessho et al. 2016）。国外においても，米国の静止気象衛星 GOES によるハリケーン等を対象としたラピッドスキャンとともに, 2016 年以降には, ひまわり 8 号と同等の観測機能を有する GORS-R の運用が始まっており, ハリケーンやトルネードをもたらすシビアストームの監視能力の強化が期待されている（Line et al. 2016; Schmit et al. 2017）。

静止気象衛星のラピッドスキャンは，その連続画像を解析に用いることによって，時空間変動が大きく寿命も短いメソスケール現象の監視などが可能となり, 雲の移動に基づいて算出される大気追跡風（Atmospheric Motion Vectors: AMVs, 以降 AMV と呼ぶ）の算出でも有用である（Velden et al. 2005; 小山 2015）。AMV は，連続する衛星画像から雲及び水蒸気のパターンを追跡することによって得られる風データであり, 衛星の観測範囲内で広範囲にデータが得られる利点がある（林・下地 2013）。AMV の主

な用途としては, 気象庁, 欧州中期予報センター（European Center for Medium-Range Weather Forecasts: ECMWF），米国環境予測センター（National Centers for Environmental Prediction: NCEP）などの数値予報センターの大気数値予報システムにおける初期値解析での利用が挙げられる（Yamashita 2012; Warrick 2016）。熱帯低気圧に関しては，多くの先行研究（Berger et al. 2011; Langland et al. 2009; Wu et al. 2014）によって，AMV を数値予報の初期値解析に利用することで，特に進路予想が改善されることが指摘されている。

数値予報以外での AMV の活用としては，急速に発達する雷雲の早期検出に関する研究（Bedka and Mecikalski 2005; Apke et al. 2016）や，熱帯域のメソスケール対流システム（Meso-scale Convective System: MCS）の監視を目的とした上層発散プロダクトの作成（Schmetz et al. 2005）などがある。台風の解析的研究としては，台風の発達に好都合な環境場を作り出すことが指摘されている, 上層ジェットの接近に伴う上層アウトフロー強化について調べた研究（Molinari and Vollaro 1989）など，台風の環境場に関する研究がこれまでにも行われている。しかしながら，AMV を用いて台風領域内の一次循環，二次循環のふるまいを調査した先行研究はみられない。

台風領域内の AMV の特性については，小山（2015）が，2011～2013 年の夏季に日本に接近した台風を対象に，MTSAT-1R で観測されたラピッドスキャンデータを用いて算出した上層（100～400 hPa 面）の AMV の特性を調べている。この調査では，ラピッドスキャンデータを使うことによって, 時空間変化の大きな台風領域の風の場でも, AMV を密に算出することができることと共に（図 1.7），雲頂高度付近の一次循環，二次循環を捉える可能性も示している。もし，ラピッドスキャンデータを用いて得られる AMV を用いて，台風の強化において本質的な一次循環，二次循環の強化を捉えることができれば，現場観測や航空機観測だけからは得ることが難しい，台風スケールの風の場の特徴的な変化等の解明や, 気象庁等の台風解析に貢献することが期待される。また，近年，米国において，熱帯低気圧の強度に関したプロジェクト（Tropical Cyclone Intensity experiment: TCI experiment）が進められており，レーダーやマイクロ波放射計などを搭載した無人航空機によるハリケーンの観測などが計画されている（Doyle et al. 2017）。このプロジェクトでは，ハリケーンの強化と雲頂高度付近のアウトフローとの関係の解明に多くの研究者の関心が集まっている。

1．6　本研究の目的

前節まででみたように，台風の強化と二次循環との関係を，観測データを用いて検証を試みた先行研究は，現場観測及びこれまでの静止気象衛星観測には，時間空間的な限界があることから，これまでにあまりみられない。また，対流バーストと台風の強化との関係に関する観測的研究についても，衛星で観測した台風の雲頂温度の変化に注目したものがほとんどであり，台風の風の場に関して調査を行なったものは少ない。そこで本研究では，台風の強化プロセス及びこれに関係した台風の構造の変化を，台風を時空間的に広く観測することができる，静止気象衛星 MTSAT 及びひまわり 8 号のラピッドスキャンデータを用いて算出される上層 AMV，及びその他の衛星観測データを用いて，事例及び統計調査によって明らかにすることを目的とした。特に，台風の発達期における台風スケールの風の場，すなわち一次循環と二次循環の変化の特徴を，対流バーストとの関係に注目して調査を行なった。本研究は，先行研究で得られた知見の検証とともに，ラピッドスキャンデータから算出した AMV を用いた解析よって，これまでに得られていない新たな知見につながることが期待される。さらに，台風の強度解析の支援のため，ここで得られた知見に基づいて，台風の強度及びこれに関連する構造変化を推定する新たな手法を提案することも，本研究の目的とした。

本主論文は，全 7 章で構成されている。第 2 章では，本研究の各調査で共通して使用したデータ及び研究手法の説明を行なっている。続く，第 3 章～5 章では，本研究で掲げた上記課題の解決のために実施した，三つの調査の結果をそれぞれ示している。

第 3 章では，明瞭な対流バーストを伴い，沖ノ鳥島近海で急速に発達した後，与論島他に強風による被害を与えた台風 Danas (1324) を例に，台風の強化時の雲頂高度付近の接線風（一次循環）及び二次循環の強さを反映する動径風の変化の特徴を明らかにすることを目的として行なった事例調査の結果を示す。ここでは，MTSAT の上層 AMV を用いて，雲頂高度付近の風の場の特徴と，これと対流バースト，内部コアの降水分布の構造変化との関係にも注目して調査を行っている。

第 4 章では，2011～2014 年の台風を用いて，MTSAT の上層 AMV から求めた台風の雲頂高度付近の最大動径風（以下，上層アウトフロー）と台風強化との関係を統計的に調査した。この調査では，対流バーストの発生が上層アウトフローの強化に果たす役割についても議論を行なった。また，上層アウトフローに基づいた台風強化の診断の可能性にも言及した。

第 5 章では，第 3 章及び 4 章の調査結果をふまえて，上層 AMV を用いて解析した台風の雲頂高度付近の接線風及び動径風に基づいた，台風の強度及び強化を示す構造変化を診断する可能性を調べた。この調査では，MTSAT AMV と共に，ひまわり 8 号の台風ターゲット観測データを用いて算出した高時間空間解像度の AMV も用いて調査を行なっており，MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の品質の違いとともに，ひまわり 8 号の高時間空間分解能 AMV の台風強度，構造解析における有用性についても言及している。

第 6 章では，第 3 章～5 章で得られた結果についての考察を，第 7 章では，本研究で得られた成果のまとめと結論を述べる。

第 2 章　本研究で使用したデータ及び解析手法

2．1　データ

2．1．1　台風ベストトラックデータ

台風の強度, 中心位置, 及び 30 kt 最小半径（R30）は, 気象庁の RSMC Tokyo-Typhoon Center の台風ベストトラックデータを使用した。台風の強度は，10 分間平均の最大風速（Maximum Sustained Wind: MSW）と地上最低気圧（Minimum Sea Level Pressure: MSLP）（又は中心気圧）である。データの時間間隔は通常 6 時間である。

台風ベストトラックデータでは，台風の強度を以下の様に分類している。

Tropical Depression (TD): MSW が 34 kt 以下;

Tropical Storm (TS): MSW が 34 (17 m s^{-1})から 48 kt (25 m s^{-1});

Severe Tropical Storm (STS): MSW が 48 から 64 kt (33 m s^{-1});

Typhoon (TY): MSW が 64 kt 超。

RSMC Tokyo-Typhoon Center は，TD から TS へ昇格するタイミングを台風発生時刻と定義している。また，TD の期間中は中心位置と中心気圧のみの解析であり，最大風速は解析されない。本研究では，Kaplan et al. (2010) を参考として，最大風速の前 24 時間変化を発達率と定義して用いた。また，台風の発達期を，台風発生時刻から，台風の生涯最大の最大風速が最初に観測された時刻（すなわち最盛期の開始時刻）までと定義した。

なお，本研究で用いた 1 時間毎の台風中心位置は，6 時間毎の中心位置を 1 時間に線形内挿して求めたものである。

2．1．2　MTSAT 及びひまわり 8 号データ

本研究で用いた静止気象衛星データは, 運輸多目的衛星（Multi-functional Transport Satellites: MTSAT）とひまわり 8 号の観測データである（図 1.6; 表 1.1）。MTSAT の運用期間は，2005 年 6 月 28 日～2015 年 7 月 7 日（2016 年 3 月までバックアップ運用を実施）である。MTSAT のセンサー（Japanese Advanced Meteorological Imager: JAMI）は 5 つのバンドで構成され，観測データの空間解像度は，可視バンドが 1 km，赤外バンドの IR1（中心波長 : 10.8 μm），IR2（12.0 μm），IR4（3.8 μm）及び WV（6.8

μm）が 4 km である。MTSAT の観測間隔は，北半球画像（NH）は基本 30 分であるが，特に 0000，0600，1200，及び 1800 UTC は，AMV を算出するため 15 分間隔に観測している（Imai 2006）。

ひまわり 8 号は，MTSAT に代わって，2015 年 7 月 7 日に正式運用が開始された。ひまわり 8 号のセンサー（Advanced Himawari Imager: AHI）は 16 バンドで構成されている。AHI のデータの空間解像度は，可視バンドで 0.5 又は 1 km，その他のバンドで 2 km である。ひまわり 8 号の画像の観測間隔は，図 1.6 に示す通り，全球領域（Full Disk）で 10 分，2 種類の日本領域（領域 1 及び 2），ターゲット領域（領域 3）で 2.5 分である。ターゲット領域は，台風を観測する場合，台風中心を中心とした 1000 km × 1000 km の領域で，台風を，発生から消滅（又は温低化）まで追跡して観測する。

2．1．3　MTSAT AMV

本研究で用いた MTSAT AMV は，気象庁気象衛星センターで開発され，現業の AMV 算出に使用されていたアルゴリズム（Oyama 2010; 小山 2015）を用いて算出した（詳細は，A.1 節参照）。MTSAT AMV の算出時刻は，0000，0600，1200，及び 1800 UTC であり，15 分間隔の MTSAT の IR1（中心波長：10.8 μm；赤外窓領域）及び水蒸気バンド（6.8 μm）の画像を用いて上層雲を追跡することにより，IR AMV，WV AMV をそれぞれ算出している。上層雲の追跡処理では，相互相関係数を用いたパターンマッチングを用いており，パターンマッチングを行うための矩形画像領域（ターゲットボックス）のサイズは，一辺 16 ピクセル（1 ピクセルのサイズは衛星直下点で 4 km: 表 1.1）とした。AMV の算出の格子間隔は 0.25 度である。

AMV の高度は，赤外バンドの輝度温度（TB）を雲頂高度とみなして，気象庁全球モデル（Global Spectral Model: GSM）の第一推定値（6 時間予報値）の気温プロファイル及び雲と衛星の間の放射減衰量を参照して求めている。全球モデルの水平解像度は 20 km である。また，光学的に薄い巻雲に対して観測される赤外バンドの TB は，実際の巻雲高度の気温よりも高いことから，IR1 と水蒸気バンドの TB を用いた IR-WV インターセプト法（Nieman et al. 1993; Schmetz et al. 1993）を用いて，IR1 バンドの TB の補正を行っている。

AMV データの品質管理は，欧州気象衛星機構（European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites: EUMETSAT）で開発された Quality

Indicator (QI)を用いた（Holmlund 1998）。具体的には，QI が 0.3 以上の AMV データを使用している。この閾値は，EUMETSAT の上層発散プロダクト（EUMETSAT 2015）の作成に使われている METEOSAT AMV のスクリーニングで使われている閾値を参考に決定した。QI の詳細については，A.2 節で説明している。AMV の高度は，MTSAT の赤外バンドの TB を雲頂温度とみなして，気象庁の全球モデルデータの気温プロファイルを参照して求めている。なお，MTSAT AMV の精度に関しては，2011～2013 年の 16 個の台風領域（半径 600 km 内）で算出された 100～400 hPa 面の AMV（QI > 0.3）のゾンデ風に対する精度が，ベクトル差 6.7～7.5 m s^{-1}，バイアス－0.8～0.5 m s^{-1} であることが示されている（小山 2015）。

2．1．4　ひまわり 8 号 AMV

ひまわり 8 号の AMV は，ひまわり 8 号の台風ターゲット観測データ（第 2.1.2 項）を用いて算出している。ここで，ひまわり 8 号の赤外及び水蒸気バンドの画像の 2 km 解像度は，2.5 分あたり 13.3 m s^{-1} に相当するため，2.5 分間隔の画像から雲の移動量を精度良く求めることは，サブピクセル推定（A.1 節）を行なっても難しい。このため，5 分間隔の 3 枚の画像を用いて AMV を算出した。AMV の算出では，Band13（中心波長: 10.4 μm）及び Band10（7.3 μm）（表 1.1）のデータを用いて，30 分毎に IR AMV と WV AMV をそれぞれ算出した。Band13 は，MTSAT の IR1 に相当する赤外窓領域のバンドであり，Band10 は，ひまわり 8 号の水蒸気バンドの一つであるが，Band08 や Band09 を用いた場合より，多くの移動ベクトルを算出することが可能であることなどを考慮して採用した。

ひまわり 8 号の AMV は，気象衛星センターによって，ひまわり 8 号 AMV 算出用に開発されたアルゴリズム（Shimoji 2014, 2017）を用いて算出した。このアルゴリズムは，基本的な部分は MTSAT AMV 算出アルゴリズム（第 2.1.3 項）と同様であるが，ひまわり 8 号の機能強化を有効に利用するため，幾つかの改良がなされている。ここでは，MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV アルゴリズムの違いを説明する。

一つ目は，雲の追跡に使うターゲットボックスのサイズが，5 ピクセル（1 ピクセルは，赤外，水蒸気バンドで 2 km）とされたことである。この変更によって，水平スケールが約 10 km 程度の気象現象の追跡も可能になると考えられる。AMV の算出は，約 0.02 度緯経度格子上で行ない，MTSAT AMV よりも空間解像度が高いデータとなって

いる。この格子間隔に関して，5 ピクセルのターゲットボックスは，隣り合うターゲットボックスと半分程度と重なっていることから，隣り合う AMV データはある程度相関をもったデータとなっていると考えられる。

二つ目は，雲の移動ベクトルが，使用する三枚の連続画像 A，B，C のうち，A-B，B-C の組み合わせによるパターンマッチングで求められた 2 つの相関係数曲面の平均を用いて導出されている点である。二つの相関係数曲面の平均を使う利点として，雲追跡処理におけるノイズの軽減が挙げられる。

三つ目は，AMV の高度が，ひまわり 8 号による観測と気象庁全球モデルの予報値に基づく最尤値推定によって求められていることである。ここでは，対流圏の上層，中層，下層の 3 層に雲を置いた大気モデルに基づいて，AMV，衛星で観測した TB（Band08，Band09，Band10，Band13，Band15，及び Band16），全球モデルの風，放射伝達モデルを用いてシミュレートした TB を入力とした最尤値推定により，最適な雲の雲頂高度が求められている。

ひまわり 8 号 AMV も，MTSAT AMV と同様に，QI が 0.3 以上のデータを使用している。

2．1．5　降水観測のための衛星マイクロ波データ

台風の内部コア内の対流性降水の空間分布，特に非軸対称成分の解析のため，米国の極軌道衛星 Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)の Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS)の 91 GHz 帯の水平及び鉛直偏波の TB から求めた偏光補正温度（Polarized Corrected Temperature）（PCT91）を用いた（Spencer et al. 1989）。本解析では，3 機の DMSP 衛星（F16，F17，及び F18）を使用した。PCT91 は，マイクロ波観測の水平・垂直偏波間の輝度温度の差を利用して，背景の放射の影響を除いた輝度温度パラメータである。PCT は，水平及び垂直偏波の輝度温度（それぞれ，TB_H，TB_V とする）を用いて以下の式で求められる。

$$PCT = 1.818TB_V - 0.818TB_H \qquad 式（2.1）$$

PCT91 は，固体降水粒子によるマイクロ波の散乱が大きい場合に低下するため，PCT91 が低い値の降水域ほど，強い降水を伴っていることを示す（Hawkins et al.

2008)。本研究では, 図 2.1 に示す通り, 台風中心から半径 150 km 内の領域内の PCT91 の方位角方向の波数成分（Ueno 2007）を，フーリエ変換を用いて求め，台風の内部コアの降水分布の特徴を調べた。

2．1．6　海面水温（SST）解析及び熱帯低気圧に関する潜在的な熱量（TCHP）

海洋環境場が台風に与える影響に関する議論において, 気象庁の全球日別海面水温解析（Merged Satellite and in-situ data Global Daily Sea Surface Temperature: MGDSST, 栗原ほか 2006）とともに, 気象庁の海洋データ同化システム（Multivariate Ocean Variational Estimation system: MOVE）（Usui et al. 2006）の解析値を使用して算出された，熱帯低気圧に関する潜在的な熱量（Tropical Cyclone Heat Potential: TCHP，Wada 2015）を用いた。

2．1．7　衛星マイクロ波探査計 AMSU-A で観測された暖気核の強さに基づき推定された中心気圧

台風強度の検証のため，第 5.5 節で，極軌道衛星 NOAA 及び MetOp の改良型マイクロ波探査計（Advanced Microwave Sounding Unit-A：AMSU-A）で観測される暖気核強さに基づいて推定した中心気圧（Oyama 2014）を用いている。本手法では，AMSU-A の気温観測チャンネル（55 GHz 帯）の TB 偏差（台風中心から半径 550～600 km 内の平均 TB からの差）の最大値を暖気核の強さと定義し，静水圧平衡の仮定に基づき導出した回帰式を用いて中心気圧を推定している。ここで用いる暖気核の強さは，対流圏上層を観測する AMSU-A のチャンネル 6（約 400 hPa 面），7（約 250 hPa 面），及び 8（約 180 hPa 面）で観測された TB を用いて算出している。これらの 3 つのチャンネル（6，7，及び 8）を用いたのは，暖気核が台風の発達とともに上層で顕著に発達する事実と共に，上層を観測するマイクロ波チャンネルの TB は，固体降水粒子によるマイクロ波散乱による減衰, 及び液体降水粒子による熱放射の影響が比較的小さいことによる。最終的に中心気圧推定に用いる TB 偏差は，固体降水粒子によるマイクロ波散乱の影響を，TB 偏差の減衰量とマイクロ波散乱指数（Scattering Index over Water: SIW; Grody et al. 2000）の間の統計的関係に基づき補正を行なっている。AMSU-A 観測の空間解像度は，衛星直下点で 48 km，観測頻度は，1 機あたり 1 日最大 2 回である。本研究では，NOAA-15，-18，及び-19，及び MetOp-B の観測を用いた。

2．1．8　TRMM/PR データを用いて推定された潜熱加熱率データ

台風の内部コア内で発生する潜熱加熱と上層アウトフローとの関係の調査（第 4.5.4 項）のため，Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)/Precipitation Radar (PR) データから算出された，L2H25 product（Version 7）潜熱加熱率データ（Shige et al. 2004, 2007）を用いた。潜熱加熱率の算出では，TRMM/PR で観測された降水強度に基づいて対流性，層状性降水に分類された観測点に対して，降水タイプ毎に導出された変換テーブルを用いて潜熱加熱率プロファイルを求めている。

2．1．9　DOTSTAR によるドロップゾンデ観測データ

調査対象の台風の領域内で算出された AMV の精度把握には，台湾の Dropsonde Observation for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region（DOTSTAR）によるドロップゾンデ観測（Wu et al. 2005）で得られた風プロファイルを用いた。DOTSTAR データを用いた AMV の精度検証は, DOTSTAR による観測が行われた台湾周辺に接近した台風に限られる。

2．2　解析手法

2．2．1　台風の雲頂高度の接線風，動径風の解析

台風の雲頂高度付近の風の場の解析では, 100～300 hPa の IR AMV と WV AMV を，AMV データがカバーする領域が最大になるように使用している。雲頂高度付近の一次循環，二次循環の解析では，台風中心から半径 50 km（第 4 章の調査では半径 100 km としている）～300 km 内の各半径（半径±50 km 内）において，AMV の接線風及び動径風（アウトフロー）の方位角平均を算出した（図 2.2)。ここで，半径 300 km は，一般的な内部コアのサイズ（半径 65～140 km; Croxford and Barnes 2002）を十分カバーする領域として決定した。本研究では，上記の各半径の接線風及び動径風の方位角平均値から，最大の接線風（UMaxWind）及び最大の動径風（UMaxOutflow）を求めて，それらのふるまいを調べた。

本手法の導入に先立ち，台風の中心位置が UMaxWind 及び UMaxOutflow の算出に与える影響を確認するため，100～300 hPa 面の AMV から推定した循環中心を中心として，UMaxWind 及び UMaxOutflow の計算を試みた。ベストトラック台風中心と AMV から求めた循環中心の距離は平均で約 0.6 度であったが, 結果として, UMaxWind

及び UMaxOutflow の算出への影響は小さいことが確認された。この理由として，接線風，動径風の方位角平均を用いたことが一因と考えられる。また，低気圧性循環がとても弱い場合や，上層ジェットが強い場合には，AMV を用いた雲頂高度付近の循環中心の解析が難しくなることも確認された。この影響の評価については，今後も事例を増やして継続する必要がある。

2．2．2　上層 AMV を用いた慣性安定度の算出

台風の内部コアの発達度合いを定量的に評価するため，式（1.1）で示した慣性安定度を導入した（第 3 章）。慣性安定度は，その定義式から，接線風が強まるほど増加する。慣性安定度の算出に必要な接線風は，第 2.2.1 項で説明した，100～300 hPa 面の AMV を用いて算出した台風中心から各半径における方位角平均接線風とした。

2．2．3　衛星の赤外輝度温度（TB）データを用いた深い対流の検出

対流バースト（CB）などの深い対流に伴った雲頂温度の低下（すなわち，雲頂高度の上昇）の解析では，積乱雲，厚い巻雲などの光学的に厚い雲の雲頂温度を反映する赤外窓領域バンドの輝度温度（TB）を用いた。具体的には，MTSAT が IR1（中心波長：10.8 μm），ひまわり 8 号が Band13（10.4 μm）の TB を使用している。内部コアの平均雲頂温度は，台風中心から半径 200 km 内の平均 TB と定義した。ここで用いた半径 200 km は，Steranka et al. (1986)で用いられた赤外バンド TB の平均領域の半径（222 km）とほぼ同じである。

2．2．4　台風周辺の風の鉛直シアの算出

台風周辺の強い風の鉛直シアは，台風の軸対称渦をシアの下流側（ダウンシア）に傾けることで，台風の強度に負の影響を与えることが知られる（Gallina and Velden 2002; Kaplan and DeMaria 2003; Wong and Chan 2004; Ueno 2007; Reasor et al. 2013）。この影響に関して，特に，10 m s^{-1} を超える鉛直シアが台風の強度を弱める傾向があることを指摘した先行研究もある（Gallina and Velden 2002; Paterson et al. 2005）。一方，強い鉛直シアは，事例によっては，熱帯低気圧の強化につながる対流バーストの発生のトリガーになりうると指摘する先行研究もある（Molinari et al. 2013）。この影響を診断的に調べるため，55 年長期再解析データ（JRA-55；Kobayashi et al. 2015）デ

ータを用いて，台風周辺（台風中心から半径 600 km 内と定義）の風の鉛直シアを，200 hPa 面と 850 hPa 面の間の風の差の領域平均として求めた。JRA-55 データの格子サイズは 1.25 度緯経度，解析時刻は 0000，0600，1200，及び 1800 UTC である。

2．2．5　対流有効位置エネルギー（CAPE）の算出

対流有効位置エネルギー（Convective available potential energy: CAPE）の消費は，台風の内部コアの発達に好都合であることが指摘されている（Miyamoto and Takemi 2013）。このことから，本研究では，風の鉛直シア算出（第 2.2.4 項）でも使用した JRA-55 データを用いて，台風中心から半径 200，300，及び 400 km 以内の CAPE を算出して，台風の強度，内部コアの慣性安定度，降水の軸対称性との対応関係を調べた。

CAPE の定義は以下の通りである。

$$CAPE = g\int_{LFC}^{ZT}\frac{\theta_c(z)-\overline{\theta(z)}}{\overline{\theta}}dz \qquad \text{式 (2.2)}$$

ここで，g は重力加速度，z は地表からの高度，ZT は雲頂高度，θ c は空気塊の温位，θ は空気塊の周囲の大気場の温位，LFC は自由対流高度（Level of Free Convection），である。

第 3 章　上層 AMV を用いて捉えた台風 Danas (1324) の強化

3．1　はじめに

本章では，2013 年 10 月上旬に与論島などで強風による影響を与えた台風 Danas (1324)（図 3.1）を対象として，MTSAT の上層 AMV から得られた雲頂高度付近の最大接線風（一次循環）及び最大動径風（上層アウトフロー）と，台風強化との関係を調べることを目的とした。Danas (1324) は，最大 12.8 m s^{-1} day^{-1} の比較的大きな発達率で急速に強化したが，発達期には，MTSAT の赤外画像で明瞭な対流バースト（第 1.3 節，以下 CB）を示唆する雲頂温度の低下がみられた。このことから，最大接線風及び最大動径風の変化と，CB の出現との関係にも注目して解析を行なった。

3．2　結果

3．2．1　台風 Danas (1324) と大気海洋環境場の特徴

Danas (1324)は，マリアナ諸島近海で，2013 年 10 月 4 日 0600 UTC に発生（TS に昇格）した。その後，10 月 5 日 0000 UTC から 10 月 6 日 0000 UTC の間に，最大発達率 12.8 m s^{-1} day^{-1} で急速に強化した。Danas (1324)は 10 月 7 日 0000 UTC に最盛期となり，最大風速 46 m s^{-1}，最低気圧 935 hPa に達した（図 3.2a)。Danas (1324) が最盛期頃に接近した与論島では，家屋や公共インフラに甚大な被害があった。

Danas (1324) は，その発達期には，台風強化に好都合とされる海面水温が 27 ℃以上の海域を進んでいた（図 3.1)。また，Danas (1324) の経路上の海域の TCHP も，台風強化に好都合な 100 kcal cm^{-2} 以上（Wada 2015）となっていた。また，5 m s^{-1} 未満の風の鉛直シア（図 3.2b）も，Danas (1324) の強度に対する負の影響が小さかったことを示唆する（Gallina and Velden 2002; Paterson et al. 2005)。

3．2．2　上層 AMV が捉えた台風 Danas (1324) の雲頂高度の風の場の特徴

Danas (1324) の発達期における CB の特徴と，これと雲頂高度付近の一次循環，二次循環との関係を調べるため，半径 200 km 内で平均した赤外バンド TB，及び上層 AMV（100～300 hPa 面）を用いて解析した最大接線風（UMaxWind）と最大動径風（UMaxOutflow）前 12 時間変化を，図 3.2c で比較する。上層 AMV の最大接線風（最大動径風）は，台風中心から半径 50，100，150，200，250，300 km において求めた方位角平均接線風（動径風）の最大値としている（第 2.2.1 項)。各物理量の時間変化の

解析で導入した 12 時間のタイムウィンドウは，Steranka et al. (1986) によって示された，熱帯低気圧強化の前兆として現れていた内部コア内の深い対流の持続時間（9 時間以上）を参考に決定した。結果，2 回の CB が，平均赤外バンド TB の約 30 K の急激な低下として検出された。以降，2 回の CB を，それぞれ CB1（10 月 4 日 0200 UTC～1100 UTC）と CB2（10 月 5 日 0000～1300 UTC）と呼んで区別する。ここで，CB2 は，Danas (1324) の発達率が最大（12.8 m s^{-1} day^{-1}）となっていた時間帯を含んでいたことに注目される。

PCT91 を用いた内部コアの降水分布の波数 1 成分（第 2.1.5 項）の時系列解析（図 3.2b）によって，内部コア構造が CB1 と CB2 とで異なっていたことが明らかとなった。すなわち，CB1 では，降水分布の波数 1 成分は比較的小さいこと，CB1 直後（10 月 4 日 1200～1800 UTC）に最大接線風が比較的急激に強化（12 時間に 5 m s^{-1}）していたことに注目される（図 3.2c)。一方，CB2 では，波数 1 成分は CB2 の開始時に急激に増大したが，その後の急激な最大接線風の強化（12 時間に 6 m s^{-1}）（図 3.2c）とともに，波数 1 成分は減少した（図 3.2b)。ここで注目されることは，CB2 における波数 1 成分の極大は，PCT91 が 160 K 以下の強い降水を伴う降水域形成を伴ったものであったことである（図 3.3)。これらの結果は，CB2 期間に，Danas (1324)の内部コアが発達したことを示唆する。さらに，CB2 の後に，上層 AMV の接線風用いて計算した慣性安定度が，半径 50～100 km で急激に増大していたことも注目される（図 3.2d)。内部コア降水分布の波数 1 成分は，最盛期後の 10 月 7 日 1800 UTC 頃にも，中緯度の上層ジェットの接近に伴った降水分布の非対称化に伴って増大していた。なお，波数 2 成分の変化は波数 1 成分の変化と似ていたが，振幅は小さかった。

台風の中心近傍の CAPE（図 3.4）は，CB1 と CB2 の期間においていずれも高かったが，期間直後には減少しており，それぞれの CB によって CAPE が消費されていたことを示唆する。注目点として，CB2 期間の CAPE は，中心に近い場所（半径 200 km 以内）で，CB1 期間よりも小さかったにもかかわらず，最大接線風は，CB2 期間に高い強化率（12 時間で 6 m s^{-1}）で強まっていた。この状況は，CB2 期間に，Danas (1324) の強化に好都合な条件が，CAPE 以外にもあったことを示唆する。一つの可能性として，内部コアの発達が考えられる。CB2 期間の内部コアの発達は，CB1（1.5～2.0 m s^{-1}）に比べて大きな最大動径風の強化率（12 時間で約 5 m s^{-1}）からも示唆される。

赤外バンド TB の台風中心からの半径－時間断面図（図 3.5a）によれば，CB1 と CB2

は，半径 200 km 内で赤外バンド TB が—60℃以下となる時に現れていることと，赤外バンド TB が低い（すなわち，雲頂高度が高い）雲域が，時間と共に外側に広がっている様子が分かる。これは，深い対流によって引き起こされた重力波の外側への伝播（Dunion et al. 2014），又は巻雲の外側への拡大を示唆していると考えられる。また，CB1 と CB2 の間に，半径 50～200 km 内の接線風に違いがみられたことも注目すべきである（図 3.5b）。すなわち，CB1 では，台風中心付近の接線風は弱く，慣性安定度が小さかったことを示す（図 3.2d）一方で，CB1 の後の 10 月 4 日 1200～1800 UTC では，中心付近の接線風は一時的に増加している（図 3.5b 及び 3.6b）。対照的に，CB2 では，接線風は 5 m s^{-1} から 10 m s^{-1} 以上へ急激に増大しており，接線風のピークは外側にシフトしている（図 3.5b）。この観測事実は，CB2 期間に内部コアサイズが拡大していたことを示す。その後台風は，CB2 が終わる頃までに，強い上層アウトフローを伴った軸対称構造を呈していた（図 3.5c，及び図 3.6c 及び d）。

上層アウトフローが極大となっていた時刻（図 3.5c 中の O1，O2，O3）は，それぞれ，CB1，CB2，及び 10 月 6 日 0000 UTC～10 月 7 日 0000 UTC 頃の CDO 形成に対応していた。これらの，上層アウトフローと CB 等の出現との対応は，上層 AMV が，CB 等に伴った内部コア内の強い対流により強化された，上層アウトフローを捉えていたことを示す。なお，中緯度ジェットの接近に伴い，降水分布の波数 1 成分の増大がみられた 10 月 8 日 0000 UTC 頃にも，上層アウトフローの増大がみられた。

以上で得られた結果から，Danas (1324) の強化に関して一つのシナリオが示唆される。すなわち，CB1 によってもたらされた台風中心近傍における上昇流，及び CAPE の消費によって示唆される潜熱加熱放出が，下部対流圏の収束及び絶対角運動量の増大を引き起こした。これらのプロセスは，台風の内部コアの発達に好都合な環境をもたらした。すなわち，大きな絶対角運動量及び質量フラックスの上方への輸送を促進した。その後，CB2 が台風の内部コア構造の軸対称性及び慣性安定度を増加させ，Danas (1324) の急速強化につながった。

第 4 章　台風の強化と AMV によって捉えられた上層アウトフローの関係

4．1　はじめに

本章では，2011～2014 年の台風を用いた統計調査によって，台風の強化と二次循環を反映する上層アウトフローの強さの間の平均的な関係に迫ることを目的とした。図 4.1 に，本章の調査で注目した上層アウトフローの強化（図中の”Process D”）と，これに関係するプロセスをまとめている。

第 4.2 節では，調査対象とした台風及び期間と，使用した AMV データの説明を，第 4.3 及び 4.4 節では，本調査において導入した解析手法の説明を行なう。第 4.5 節では，上層 AMV を用いて捉えた台風の上層アウトフローと強度及び発達率との関係，及びこの関係と，CB を含む内部コア内対流との関係について調査した結果を示す。

4．2　対象台風及び使用した AMV データ

本章の調査では，2011～2014 年に発生した台風のうち 44 個を対象としている（表 4.1）。表 4.2 に，本調査で使用したデータを示す。

本調査では，比較的強い台風をターゲットとするために，最大風速が 40 kt（20.6 m s^{-1}）以上という条件を課した。台風の雲頂高度付近の風の場の調査では，6 時間毎の MTSAT の IR AMV と WV AMV を使用した（第 2.1.3 項）。第 3 章の調査と同様に，QI が 0.3 よりも大きな AMV データを用いている。ここでは，台風領域内で算出された AMV が少なかった台風については，風の場の解析でサンプリング誤差が大きくなることが想定されるため除いた。具体的には，台風中心から半径 200 km 内の AMV データの被覆率が 50 %未満であった台風を除いている。これらの台風で，AMV データが密に算出されなかった理由として，(i) 雲の追跡に使用したターゲットボックス内の雲のパターンが明瞭ではなかったこと，(ii) MTSAT 画像のナビゲーション誤差（位置ずれ）が大きかったことによる算出失敗，(iii) 風の時空間的な変化が特に大きかった，などが考えられる。以上で説明した弱い台風の除去，AMV データのカバレッジに関するフィルタリングの結果，2011～2014 年の 100 個の台風のうち，44 個の台風が本研究における調査対象となった（表 4.1）。なお，解析対象期間は，台風の強化プロセスに焦点をあてるため，発達期のみに制限した。すなわち，気象庁ベストトラックの最大風速の解析期間（台風発生以降）を考慮して，台風発生時刻（すなわち TD から TS になるタイミング）から最盛期までの期間について，AMV を算出して使用した。図 4.2 に，

各台風の調査対象期間における経路を示す。

4．3　上層 AMV を用いた上層アウトフローの解析

MTSAT AMV の高度 100～300 hPa のデータを用いて，台風の雲頂高度付近における中心から外向きに向かう流れ（上層アウトフロー）の強さを示す動径風を求めた。ここでは，5 つの半径（100，150，200，250，及び 300 km）で動径風の方位角平均を求め（第 2.2.1 項），それらの最大値（UMaxOutflow）を上層アウトフローの強さとして解析に用いた。

4．4　対流バーストの検出

対流バーストを含む台風内の深い対流を，台風中心から半径 200 km 内で平均した MTSAT の赤外バンド TB（以降，TB_C200 と呼ぶ）を用いて検出した（第 2.2.3 項）。対流バーストは，TB_C200 が 12 時間に 20 K 以上低下し，かつ 238 K 以下に達した連続する対流活動と定義した。ここで用いた 12 時間のタイムウィンドウは，Steranka et al.（1986）によって指摘された，急速強化につながる対流バーストの継続時間（9 時間以上）を参考にして決定した。また，238 K は，非断熱加熱をもたらすに十分に深い対流を伴った対流バーストを抽出するために経験的に決められた閾値である（Steranka et al. 1986）。それぞれの対流バーストの継続期間は，直前の対流バーストの終わりの時刻から，TB_C200 が最低となる時刻までと定義した。対流バーストの検出例として，図 4.3 に，Danas（1324）の TB_C200 の時系列を示す。この例では，TD 期間及び発達期に，合計 3 回の対流バーストが検出されている。

4．5　結果

4．5．1　DOTSTAR データを用いた AMV の検証

台風領域（中心から半径 600 km 以内と定義）で算出された MTSAT AMV（QI > 0.3）を，DOTSTAR の風プロファイル（第 2.1.9 項）との比較により，精度検証を行なった。調査対象とした 44 個の台風のうち，DOTSTAR によって観測されていた台風は，Meari（1105），Roke（1115），Talim（1205），Saola（1209），Jelawat（1217），Kong-rey（1315），Fitow（1323），Matmo（1410），及び Fung-wong（1416）である。これらの台風の中心から半径 600 km 内で算出された高度 100～300 hPa 内の AMV を，AMV 高度に線形内

挿した DOTSTAR 風と比較を行っている。AMV データと DOTSTAR データを比較するための水平距離は，AMV 算出に使用したターゲットボックスサイズの半分の 32 km とした（第 2.1.3 項）。

本検証によって，MTSAT AMV の DOTSTAR 風に対する平均ベクトル差と平均バイアスは，それぞれ 6.9 m s^{-1} and 0.4 m s^{-1} であることが示された（表 4.3）。これらの値は，第 2.1.3 項で言及した，小山（2015）によって示された 2011～2013 年の 16 個の台風を対象として得られたゾンデ風に対する平均ベクトル差（6.7～7.5 m s^{-1}），平均バイアス（−0.8～0.5 m s^{-1}）に近い値となっている。DOTSTAR 風に対する平均ベクトル差と平均バイアスの半径依存性は明瞭ではないが，0～200 km 内の平均風速は，半径 200～400 km 及び 400～600 km 内の風速よりも大きい傾向がみられる。

4．5．2　検出された対流バーストの特徴

それぞれの台風は，発達期において，0～3 個の対流バースト（CB）を伴っており，CB が発生していた台風は約 70 %（31 個）であった（表 4.1）。この CB の検出率は，Hennon (2006)が，1999～2001 年の熱帯低気圧を対象として行った調査で得た CB の検出率（80 %）に近い。なお，全対象台風のうち，TD 期間及び発達期で CB が検出された台風は，約 91 %（40 個）であった。

台風の最大発達率と CB の持続期間との散布図（図 4.4a）は，急速に強化した台風ほど，CB 持続期間が短い傾向を示す。この傾向は，発達期の長さが発達率に依存していることを示唆している。また，CB 持続期間は，CB の出現順序（1～3）にはよらないこともわかる（図 4.4a）。

各 CB の TB_C200 の最低値と最大発達率との関係（図 4.4b）では，急速に強化する台風ほど，低い TB_C200 を伴っている傾向に注目される。この結果は，急速に強化する台風の CB に伴う対流が，緩やかに強化する台風の CB の対流よりも深い傾向を示唆している。また，CB に対する TB_C200 の最低値が，CB 期間の長さにはよらないことも注目すべきである（図 4.4c）。

次に，CB の発生に関係した台風の内部構造変化を明らかにすることを目的として，発達期に複数の CB が発生していた 14 個の台風の内部コアの降水分布の非軸対称成分を，半径 150 km 内の PCT91 分布の方位角方向の波数 1 成分を算出して調べた（表 4.4）。ここで，PCT91 分布の波数 1 成分は，TB_C200 が最低となった時刻から±12 時

間以内の観測を用いて求めた。この結果，後に発生する CB ほど，波数 1 成分が小さい傾向がみられ，CB の発生に伴って，内部コアの軸対称構造化が徐々に進んでいたことを示している。なお，軸対称構造の程度を示す波数 0 成分については，波数 1 成分とは反対に増加する傾向がみられたが，この傾向は，波数 1 成分の変化傾向に比べると明瞭ではなかった。

4．5．3　内部コア内の対流と上層アウトフローの関係

本項では, 内部コア内の深い対流と二次循環の強さを示す上層アウトフローとの関係を，TB_C200 と UMaxOutflow を用いて調べた。例として，Roke（1115）の解析結果を図 4.5 に示す。Roke (1115)は，マリアナ諸島近海で発生した後に北西へ進み，徐々に強化しながら沖縄近海へ移動した。その後，沖縄近海で数日間停滞した後に台風は急速に強化し，最大風速 45 m s^{-1}，中心気圧 940 hPa まで強まった（図 4.2 及び図 4.5a)。TB_C200 の時系列（図 4.5b）から，2 つの CB が，TD 期間及び発達期にそれぞれ検出されていることが確認できる。一つ目の CB は，9 月 11 日 1700 UTC から 9 月 12 日 1300 UTC の間に，二つ目の CB は，9 月 17 日 0000 UTC（図 4.6a）から 9 月 17 日 0900 UTC（図 4.6b）の間に発生した。2 つの CB 期間における TB_C200 の急激な低下は, 内部コアの対流が急激に深まっていたことを示す。また, TB_C200 の最低値は, 早朝（1800 UTC）頃に観測される傾向もみられ，台風の対流の日変化に伴う対流の強化と関係していることも示唆される（Muramatsu 1983; Takeda and Oyama 2003; Dunion et al. 2014)。

二つ目の CB 期間において，UMaxOutflow が比較的大きく（約 4 m s^{-1}）増大していることにも注目され(図 4.5b), 上層アウトフローが急速に増大していたことが分かる。また，上層 AMV の分布図（図 4.7）からは，二つ目の CB 期間中に，AMV の高度（すなわち雲頂高度）が約 200 hPa 面から約 100 hPa まで上昇していたことと，上層アウトフローが強まっていたことがわかる。UMaxOutflow の時系列（図 4.5b）にみられるもう一つの注目すべき様相は，9 月 19 日の増大であり，Roke の北側象限でのアウトフロー強化によってもたらされていた。この状況は，中緯度ジェットとの相互作用によるアウトフロージェットの存在を示唆するが，主観解析により，JRA-55 解析の 200 hPa の風の場における強風軸，及び MTSAT の WV 画像における明域と暗域との境（バウンダリー）として確認されていた（図略)。

次に，内部コア内の対流と上層アウトフローの強まりとの時間的な対応関係を明らかにするため，全 44 個の台風を対象として，発達期における UMaxOutflow と TB_C200 のラグ相関を調べた（図 4.8）。UMaxOutflow と TB_C200 の平均ラグ相関の大きさは，ラグ時間が 0 の時に最大（–0.56）となることが分かった。この結果は，UMaxOutflow が，±3 時間内の範囲で，TB_C200 とほぼ同期して変化していることを示している。

さらに，発達期における TB_C200 と UMaxOutflow の間の相関係数（ラグ時間を 0 としたときの）の，30 kt 半径（R30），風の鉛直シア（VWS），及び発達期の長さへの依存性を調べた（表 4.5）。相関係数は，R30 に対しては僅かな依存性がみられ，小さな R30（< 250 km）をもつ台風に対する相関係数は，大きな R30（≥ 250 km）をもつ台風に対する相関係数よりも大きい傾向があった（表 4.5a）。具体的な台風事例として，発達期に R30 が小さかった Mawar (1203) や Guchol (1204)で，特に相関が小さい傾向がみられる（表 4.1）。この相関の R30 への依存性は，大きな台風の曲率半径が大きな風の場の方が，AMV をより精度良く算出できることを示唆している可能性がある。これに加えて，VWS の台風の風の構造への影響が，台風のサイズに依存して異なる事実を示唆しているかもしれない（Wong and Chan 2004）。

VWS が小さな（VWS < 5 m s^{-1}）台風に対する TB_C200 と UMaxOutflow の相関の平均は，VWS が大きな（VWS > 5 m s^{-1}）台風よりも僅かに大きかった（表 4.5b）。このことは，大きな VWS は，台風の風の軸対称構造を歪めうることを示唆している。ただし，VWS の相関係数の影響は，R30 の影響よりも小さいようにみえる。発達期が長い（60 時間以上）台風に対する相関は，発達期が短い（60 時間未満）台風の相関よりも，大きな傾向もみられる（表 4.5c）。この結果は，算出される相関係数が，データのサンプルサイズに影響されることを示唆している。例えば，相関係数が最小であった Toraji (1317)では，発達期の長さが 30 時間と短く，相関係数の算出に使用できたデータは 6 観測分であった。なお，R30，VWS，及び発達期の長さへの依存性に加えて，Vicente (1208)などの台風では，山岳地形によって台風の軸対称構造が歪められているようにみえる台風もみられた。

4．5．4　台風の発達率と上層アウトフローの関係

本項では，台風の強度（最大風速）又は発達率（最大風速の前 24 時間変化）と UMaxOutflow の関係の統計調査の結果を示す。ここでは，発達期平均の UMaxOutflow

ともに，CB に伴う内部コア内の強い上昇流に関係していると考えられる最大の UMaxOutflow に対する関係について調べた。UMaxOutflow は，生涯最大強度（Lifetime Maximum Intensity）が強い台風の方が，弱い台風よりも大きな傾向がみられ（図 4.9a），生涯最大強度と UMaxOutflow との間の相関は，発達期最大の UMaxOutflow に対しては 0.52，発達期平均の UMaxOutflow に対しては 0.55 であった。また，生涯最大強度と発達期の半径 200 km 平均雲頂高度（Cloud top height: CTH; 単位: hPa）との間の相関係数もまた大きく（図 4.9b），発達期最高の CTH に対して–0.64，平均 CTH に対して–0.46 であった。この生涯最大強度と CTH との高い相関は，強い台風ほど，発達期に内部コア内で深い対流を伴う傾向を示している。

この解釈は，生涯最大強度と UMaxOutflow との関係（図 4.9a）によっても支持されるとともに，先行研究とも整合的である（Steranka et al. 1986; Schubert et al. 1999）。最大発達率と UMaxOutflow の散布図（図 4.9c）は，生涯最大強度と UMaxOutflow との関係（図 4.9a）と類似している一方で，最大発達率と CTH の散布図（図 4.9d）はまた，最大強度と CTH との関係（図 4.9b）と類似している。これらの類似性は，強い台風は，急速強化を経験する傾向があることを示唆していると考えられる（Kaplan and DeMaria 2003; Lee et al. 2016）。

二次循環強化を示唆する上層アウトフロー強化に対する CB の重要性を調べるために，CB を伴っていた 31 個の台風（以後，CB グループ）と伴っていなかった 13 個の台風（以後，Non-CB グループ）に分けて，それぞれの最大発達率と UMaxOutflow の関係を調べた。この調査は，CB が発生した台風と発生しなかった台風の間の注目すべき違いを明らかにした（図 4.10）。すなわち，最大発達率と UMaxOutflow の間の相関は，CB グループの方が，Non-CB よりも，本質的に大きい傾向がみられた。この注目すべき違いは，CB が二次循環の強化を促進し，結果として，台風強化に好都合な状況を作っていることを示唆している可能性がある。

さらに，台風の発達率と上層アウトフローの関係性をみるため，全 44 個の台風の発達期に対して，内部コア内（中心から半径 200 km 以内）の平均的な潜熱加熱プロファイルを，TRMM/PR 潜熱加熱プロダクト（第 2.1.8 項）を用いて調べた。この結果，急速に強化する台風ほど，内部コア内に大きな潜熱加熱がみられることが分かった（図 4.11）。特に，対流圏中層に潜熱加熱率のピークが存在する傾向は，Sawyer-Eliassen の診断方程式に基づく議論（Shapiro and Willoughby 1982）からも，中層の非断熱加熱

が，二次循環の強化に本質的な役割を果たしていることを示唆していると考えられる。

4．5．5　台風強化と上層アウトフロー強化の時間差

熱帯低気圧の急速強化に先行して CB が発生することが，多くの観測的，数値的先行研究によって指摘されている（Steranka et al. 1986; Ebert and Holland 1992; Guimond et al. 2010; Rogers 2010; Hazelton et al. 2017）。CB の発生と熱帯低気圧強化の間のラグ時間に関して，Steranka et al. (1986) は，静止気象衛星の赤外バンドの観測を用いたハリケーンの解析によって，発達率 5 m s^{-1} 以上が観測される 24 時間前に，CB が出現する傾向があることを指摘した。また，Guimond et al. (2010) は，航空機ドップラーレーダー観測に基づいた解析により，ハリケーン Dennis (2005) の急速強化の 12 時間前に CB が始まっていたこと，急速強化時に，暖気核構造が非軸対称構造から軸対称構造へと変化していたことを明らかにしている。これらの先行研究が示す CB と急速強化の間の時間的な関係の検証には，台風の発達率と，CB によって強化される，特に強い上層アウトフローの間の時刻差の調査は有用だと考えられる。

表 4.6 は，全 44 個の台風を対象とした，最大発達率（最大風速の前 24 時間変化）に対する，上層アウトフローの最大を観測した時刻と台風発生時刻の時間差（以下，T1）の出現頻度を示したものである。T1 は，急速に強化する台風（最大発達率 ≥ 15 m s^{-1} day^{-1}）に対して短い傾向がみられる。また，T1 が短い，長いをおおまかに分ける最大発達率（15 m s^{-1} day^{-1}）は，Kaplan and DeMaria (2003) による急速強化を区別する発達率（30 kt day^{-1}）の閾値とおよそ同じである。

最大の UMaxOutflow が出現する時刻と最大発達率の出現時刻の時間差（以下，T2）に関しては，急速強化した台風（最大発達率 > 15 m s^{-1} day^{-1}）では，最大発達率は，UMaxOutflow が最大となる時刻の後に出現する傾向がみられる（表 4.7）。この傾向は，強い上層アウトフローによって示唆される，対流バーストに相当する内部コア内の強い上昇流が，その後の台風の急速強化に重要である可能性を示唆する。さらに，約 66 %（29 個）の台風で，UMaxOutflow が最大となる時刻が，発達率が最大となる時刻の 0～36 時間前に現れる傾向もみられた（表 4.7）。このラグ時間（0～36 時間）は，先行研究で示された，CB 発生とその後に続く最大風速強化の間のラグ時間（Steranka et al. (1986)：約 24 時間, Hennon (2006): 18～24 時間）に近いことに注目すべきである。

以上の関係を，CB グループの台風と Non-CB グループの台風（第 4.5.4 項）に分け

て調べた結果を，表 4.8 に示す。注目すべき点として，Non-CB グループの T2 が，CB グループの T2 よりも短い傾向が挙げられる。この傾向は，CB グループよりも，Non-CB グループの方が，上層アウトフローが最大となった後に，より速やかに強化していたことを示す。この結果に関して，台風は，サイズが小さいほど急速強化を経験する傾向があることが先行研究によって指摘されているため（Chen et al. 2011; Carrasco et al. 2014），R30 を用いて，CB グループと Non-CB グループの台風のサイズの違いに関して考察を行なった（表 4.9）。この結果，CB グループと Non-CB グループの間で R30 の平均値に違いがみられ，CB グループが 289.3 km，Non-CB グループが 269.2 km であった。さらに，R30 が 350 km よりも小さい台風の割合にも違いがみられ，CB グループは 71 %，Non-CB グループでは 85 %であった。これらの結果は，CB グループと Non-CB グループの平均的な台風サイズの違いが，台風の発達率の違いをもたらしていた可能性を示している。

4．5．6　上層アウトフローを用いた台風発達率診断の可能性

本項では，上層 AMV を用いて解析される台風の上層アウトフローの強さを用いて，台風の発達率を診断する可能性を調べた。図 4.12 は，2011～2014 の 44 個の台風を対象として，発達期における 6 時間毎の UMaxOutflow（m s^{-1}）と発達率（最大風速の前 24 時間変化: m s^{-1} day^{-1}）の間のラグ相関（ラグ時間は，”発達率の観測時刻” – “UMaxOutflow の観測時刻” と定義）を調べた結果である。UMaxOutflow は，–18 時間から+18 時間の全てのラグ時間に対して台風の発達率と正の相関があり，UMaxOutflow が反映している台風の二次循環の強さが，台風強化において鍵となる役割を果たしていることを示唆している。ここで，ラグ時間+6～+18 時間に対する相関が比較的小さいことは，一部の事例で，最盛期及び衰弱期の発達率を用いて相関係数が計算されていることによると考えられ，ラグ時間が–18～–6 時間に対するデータ数が比較的少ないのは，ベストトラック最大風速データが，台風発生時刻以降のみであるためである。ラグ時間–6～0 時間付近で最も相関が大きい傾向は，台風の発達期においては，平均的に，上層アウトフローの強化が台風の強化の 0～6 時間後に現れることを示唆している。ここで得られた平均的なラグ時間が，対流バーストに相当する発達期の最大アウトフローを対象とした調査で得られたラグ時間（第 4.5.5 項）とは異なっている点に注目すべきであり，対流バーストの特殊性を示唆していると考えられる。また，本結果

は, 発達期における UMaxOutflow が, 同時刻付近の台風の発達率の説明変数（Predictor）になり得ることも示している。ただし，本調査で用いた台風のサンプル数（44 個）では，結論を与えるのに十分ではない可能性があることから，今後も継続した調査が必要である。

第 5 章　上層 AMV を用いた台風の強度及び構造の診断

5．1　はじめに

本章では，MTSAT 及びひまわり 8 号の上層 AMV を用いて算出される雲頂高度付近の接線風（一次循環）と動径風（上層アウトフロー）を用いて，台風の強化及びこれに関係する構造変化を診断する可能性を調べる。台風の内部コア内の最大風速半径付近では，下層のインフローに伴う収束により強い上昇流が存在する（Li and Wang 2012）。この強い上昇流は，多くの潜熱加熱の放出とともに，質量及び絶対角運動量の上向きフラックスを増加させる（Rogers 2010）。Stern and Nolan (2011) は，航空機ドップラーレーダー観測に基づき解析された熱帯低気圧の風の三次元プロファイル, 及び数値実験で得られた理想的な軸対称渦を用いて，渦の接線風の鉛直プロファイルを調べた。この結果，2 km 高度の最大接線風で規格化した各高度の最大接線風の高度減率は，ほぼ一定であることを示した。これらの先行研究の結果は，台風の上～中層の風の構造が，地表付近の風の場と物理的に関係していることを示唆している。また，上層 AMV から得られる雲頂高度付近の一次及び二次循環に関する情報は，ドボラック法による強度推定で用いられている雲パターンとは異なる（独立な）情報であることから，ドボラック法に大きく頼っている台風解析の精度改善への貢献が期待される。また，上層 AMV から得られる台風の風の場に関する知見は，強度推定のみならず，台風の急発達時の風の構造変化の監視にも貢献すると考えられる。

以下, 第 5.2 節では, 本調査で用いた台風とデータを説明する。第 5.3 節では, MTSAT AMV を用いて，雲頂高度付近の風と台風強度及び発達率との統計的な関係を調べた結果を示す。第 5.4 節では，MTSAT とひまわり 8 号の両方で観測されていた台風 Goni（1515）を用いて，MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV を，データ特性及び算出数に関して比較する。第 5.5 節では，台風 Lionrock（1610）を例に，ひまわり 8 号の上層 AMV を用いて求めた雲頂高度付近の最大接線風及び最大動径風から，台風の強度及び強化に伴う構造変化を推定する可能性を調べた結果を示す。

5．2　対象台風及び使用した AMV データ

本研究では，2011～2016 年に発生した 46 個の台風を調査対象とした。表 5.1 に，本研究で対象とした台風のリストを，図 5.1 にこれらの台風の経路を示す。

2011～2014 年の台風の解析では，MTSAT AMV を用いているが，第 4 章の調査と同

様に，特に強度が弱かった台風を除くため，最大風速が 20 m s^{-1} 以上の台風のみを対象とした。この条件と共に，AMV データが台風の中心近傍（半径 200 km 内）で十分な数得られなかった（被覆率 50 %未満）台風についても除いた。これらのフィルタリングの結果，2011～2014 年の 100 個の台風のうち，44 個の台風が解析対象となった（表 5.1）。

2015～2016 年の台風については，ひまわり 8 号のターゲット観測（第 2.1.2 項; 図 1.6）の赤外，水蒸気画像を用いて AMV の算出を行なった（表 5.1）。ここで，2015 年 7 月から 2016 年 3 月の期間は，MTSAT とひまわり 8 号の同時観測が行われていたため，この期間に存在していた Goni (1515) を用いて，MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV を，データ特性及び算出データ数に関して比較した（第 5.4 節）。Goni (1515)を選択したのは，(i) ひまわり 8 号のターゲット観測によって全期間が観測されていた，(ii) 存在期間が比較的長かった(2015 年 8 月 15 日～8 月 25 日: 約 11 日)ことによる。また，第 5.5 節では，Lionrock (1610)を例として，ひまわり 8 号 AMV を用いて求めた雲頂高度付近の接線風, 動径風の解析から, 台風の強度及び構造の診断の可能性を示す。

表 5.2 に, 本章の研究で用いた観測及び数値予報データのリストを示す。台風の発達率は，第 3 章及び第 4 章の調査と同様に，前 24 時間のベストトラック最大風速の変化（Kaplan et al. 2010）と定義した。さらに，RSMC Tokyo-Typhoon Center によって解析されたドボラック強度（第 1.4 節）も，第 5.4 節及び第 5.5 節で，結果の検証と考察のため使用している。

台風の雲頂高度付近の風の場の解析では，高度 100～300 hPa の IR AMV と WV AMV を，データの空間カバレッジが最大となるように用いた。AMV の品質管理は，第 3 章及び第 4 章と同様に，QI が 0.3 以上のデータを用いることにより行なった。上層 AMV の接線風及び動径風を算出するための中心位置は，6 時間毎のベストトラック中心位置を 1 時間内挿したものを用いた。最大接線風（UMaxWind），最大動径風（UMaxOutflow）は，台風中心から半径 50，100，150，200，250，300 km における方位角平均値の最大値として求めた（第 2.2.1 項）。また，最大接線風及び最大動径風の半径を，それぞれ Rumw 及び Ruout として参照した（表 5.3）。

5．3　MTSAT AMV によって捉えられた台風の雲頂高度の風の場の特徴

本節では，6 時間毎の MTSAT AMV を用いて，台風の雲頂高度付近の平均的な風の

場の特徴を調べる。2011～2014 年の 44 個の台風（表 5.1a-d）を対象として，方位角平均した雲頂高度付近の接線風及び動径風の特徴を, ベストトラックデータの最大風速, 発達率，及び R30 を参照値として調べた。

5．3．1　30 kt 半径，最大接線風半径，及び最大動径風半径との関係

台風の強度及び発達率に対する雲頂高度付近の平均的な風の場の特徴を明らかにするため，Rumw，Ruout，及び R30 の，最大風速及び発達率依存性を調べた（図 5.2）。Rumw 及び Ruout の最大風速への依存性については（図 5.2a），最大風速が大きな台風では, R30 が大きいにもかかわらず Ruout は比較的小さいことに注目される。特に, 最大風速が 20 m s^{-1} 以下の台風と最大風速 50 m s^{-1} 以上の台風の Ruout の平均値は, それぞれ 218 km 及び 196 km であった。この Ruout の最大風速に依存した違いは, より強い台風で, 壁雲及びインナーレインバンドが発達していることを示している可能性がある。一方で，Rumw の最大風速への依存性は不明瞭であった。Rumw と Ruout の平均が，先行研究で示されている平均的な地上最大風速半径（20～100 km; Kepert 2010）よりも大きいことは, 最大風速半径が高度に関して外側に傾いていることを示唆している（Sawada and Iwasaki 2007; Bryan and Rotunno 2009）。また，最大風速が弱い台風に対しては, Ruout と Rumw の差が大きくなる傾向もみられた。特に, Ruout と Rumw の差は，最大風速が 20 m s^{-1} 以下の台風で 48 km，最大風速が 50 m s^{-1} 以上の台風で 17 km であった。この結果は，強い台風がロバストな内部コア（壁雲，インナーレインバンド）を伴っていることを示唆していると考えられる。

Ruout と Rumw の台風発達率への依存性について（図 5.2b），Ruout と Rumw は, 発達率が大きな台風ほど, R30 の大きさに関わらず小さい傾向がみられる。この Ruout と Rumw にみられる傾向は，急速に発達する台風では，より中心近傍で強い対流が起こっており（Harnos and Nesbitt 2011; Rogers et al. 2013），境界層内では，内向きのインフローが強いことを示唆する（Rogers 2010; Wang and Wang 2014）。

5．3．2　ベストトラック最大風速と雲頂高度の接線風との関係

本項では，上層 AMV から得られる雲頂高度付近の低気圧性循環が，地上最大風速とどのように関係しているかを，2011～2014 年の 44 個の台風を用いて調べる。表 5.4 は，ベストトラック最大風速と，MTSAT の上層 AMV を用いて算出した方位角平均接

線風（50，100，150，200，250，及び 300 km）に基づくパラメータとの間の相関係数を示す。最大風速と上層 AMV の接線風の間にみられる正の相関は，雲頂高度付近の低気圧性循環が，内部コア内での絶対角運動量の上方輸送を介して，地上風の強化に応答していることを示唆している。また，最大風速と最大接線風（UMaxWind）の相関係数（0.73）が，最大風速と各々の半径の接線風との相関係数よりも大きな事実は，最大接線風半径（Rumw）が，台風のサイズ，強度，境界層内のインフローによって変わりうる壁雲半径に依存して，変化していることを示唆する。

5．3．3　ベストトラック最大風速と雲頂高度の最大接線風との関係

本項では，第 5.3.2 節で，最大風速と最も相関が高いことが示された UMaxWind から最大風速を推定する可能性を調査する。図 5.3 に，2011～2014 年の 44 個の台風に対する，MTSAT AMV から求めた UMaxWind（6 時間毎）と最大風速（ベストトラックデータ）の散布図を示す。第 5.3.2 項で注目した通り，UMaxWind と最大風速の相関は高く（約 0.73），UMaxWind から最大風速をある程度推定できる可能性を示す。ここでは，最大風速と UMaxWind との統計的な関係を，一次及び二次回帰式で近似することを試みた。図 5.3 中に，得られた一次及び二次回帰式を示すが，これらの回帰式から得られた最大風速推定値の平方二乗平均誤差（Root Mean Square Error: RSME）は，それぞれ 7.47 m s^{-1} 及び 7.42 m s^{-1} で，二次回帰式を用いた方が，僅かに誤差が小さいことが分かった。この違いは，図 5.3 の散布図の特徴から，大きな最大風速に対して，UMaxWind が相対的に小さくなっていることによると推測される。この原因として，(i) 衰弱期の深い対流は，平均的に，発達期よりも弱い可能性，(ii) 雲頂高度付近の低気圧性循環は，中緯度の上層ジェットなどの環境風により，弱められている可能性，の二つのシナリオが想定される。

ここで得られた推定最大風速の対ベストトラック RMSE は，ドボラック法で推定される最大風速のベストトラックデータに対する RMSE（3.6～6.2 m s^{-1}； 木場ほか 1990）よりも大きいが，TRMM のマイクロ波放射計（TMI）の輝度温度を用いた降水分布解析に基づく最大風速の誤差（Hoshino and Nakazawa 2007）とは同程度である（6～8 m s^{-1}）。UMaxWind から推定した最大風速推定値の比較的大きな RMSE は，より正確な最大風速推定を行なうためには，台風のサイズ，内部コア内の対流の強さを示す雲頂高度など，AMV を用いた雲頂高度付近の風の推定に影響しうる要素を考慮す

る必要があることを示唆している。

5．4　台風 Goni (1515) を用いた MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の品質比較

本節では，Goni (1515)を用いて，MTSAT AMV と Himawari-8 AMV の違いを，算出数，高度，風速成分などについて比較を行なう。図 5.4 は，Goni (1515)の領域における MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の空間分布のスナップショット（時刻は，2015 年 8 月 23 日 1800 UTC）である。注目すべき点は，両 AMV の算出格子間隔の違い（0.25° vs. 0.02°）を考慮しても，ひまわり 8 号 AMV は，MTSAT AMV よりも広い領域で算出されていることである。

MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の平均的なカバレッジに関する違いを明らかにするため，Goni (1515) の 2015 年 8 月 15 日 0000 UTC～8 月 25 日 1200 UTC の期間について，0.25 度緯度経度格子点上に置いた 0.25 度四方のボックス内における AMV データの出現頻度を，0000，0600，1200，及び 1800 UTC に対して調べた（図 5.5）。ここでは，ひまわり 8 号 AMV データの格子間隔が，MTSAT AMV の格子間隔よりも狭いことを考慮して，ひまわり 8 号 AMV の 0.25 度四方のボックス内のデータのカウントは，観測時刻につき 1 回としている。この結果，ひまわり 8 号 AMV データの存在頻度は，ほぼ全ての 0.25 度四方ボックス内で，MTSAT AMV よりも大きいことが確認された。この結果は，ひまわり 8 号の AMV のカバレッジが，MTSAT AMV よりも広いことを示す。また，このことは，ひまわり 8 号 AMV が，MTSAT AMV に比べて，より小さな時空間スケールの風も捉えることができていることを示唆している。

ここで，AMV の品質指標である QI は，周辺の AMV との比較による空間整合性チェックに基づいていることから，その値は，AMV の算出格子間隔に依存していると推測される。このため，QI が 0 以上の AMV（算出された全ての AMV）についても同様の調査を行なったが，ひまわり 8 号 AMV の方が，MTSAT AMV に比べてカバレッジが広いことが確認された。

ひまわり 8 号 AMV と MTSAT AMV との間のデータカバレッジに違いが生じる要因として，(i) ひまわり 8 号画像の高い時空間解像度（第 2.1.2 項），(ii) ひまわり 8 号 AMV の方が小さなターゲットボックスを使用しており，より空間スケールの小さな雲の移動も追跡が可能であること（第 2.1.3 項及び 2.1.4 項），(iii) 風ベクトルを求める際に，2 つの相関係数曲面を平均して用いていること（第 2.1.3 項及び 2.1.4 項），などが

考えられる。

表 5.5 は，Goni (1515)の中心から半径 300 km 以内の領域において，共通地点で算出された，高度 100～300 hPa 面の MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV を，風速，接線風，動径風，及びデータ数を比較した結果をまとめたものである。表中で，各半径における全 AMV データ数が，MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV との間で僅かに異なるのは，幾つかの地点で，MTSAT AMV 又はひまわり 8 号 AMV が，300 hPa 面よりも下に高度が割り付けられているためである。

WV AMV について（表 5.5a），200～300 hPa 面で，ひまわり 8 号 AMV の風速が MTSAT AMV よりも僅かに強い傾向がみられるが，100～150 hPa では，半径 100～300 km で僅かに弱い傾向がみられる。この，風速に関する MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV との違いは，接線風，動径風に関してもみられる。また，MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の間で，データ数に関する幾つかの違いもみられる（表 5.5a）。例えば，AMV 高度が低く（高く）なるほど，台風中心からの半径が小さく（大きく）なるほど，AMV データ数は，ひまわり 8 号 AMV の方が多い傾向がある。このデータ数に関する違いは, AMV の高度指定法の差による可能性がある（第 2.1.3 項及び 2.1.4 項）。また，台風内の深い対流は，中心近傍の壁雲とインナーレインバンド内に存在していることから，雲のタイプは台風中心からの距離（半径）の関数で変化しうる。この雲タイプの半径依存性は，AMV データ数の半径に関する違いも説明するかもしれない。

IR AMV については（表 5.5b），風速，風の成分（接線風，動径風），及びデータ数は，WV AMV のそれらと同程度である（表 5.5a）。共通する違いとして認められる，台風中心から半径 100 km 以内で，ひまわり 8 号 AMV の方が，MTSAT AMV よりも接線風の方が大きな傾向は，ひまわり 8 号 AMV の算出で使われている小さなターゲットボックス，及びひまわり 8 号画像の高い時空間解像度が，風の変動が大きな台風領域内でも，精度の高い AMV の算出ができていることを示していると考えられる。

ひまわり 8 号のターゲット観測を用いて算出した 30 分間隔のひまわり 8 号 AMV は，6 時間毎の MTSAT AMV よりも，台風の風の場をより詳細に捉えることが期待される。実際，Goni (1515)の領域の上層 AMV の接線風及び動径風の半径－時間断面図（図 5.6 及び図 5.7）をみると，MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の間で，風の時空間変動の表現に関して違いがみられる。すなわち，図 5.6 では，ひまわり 8 号 AMV のほうが，MTSAT AMV よりも，接線風の詳細な変動が捉えられており，特に半径 100 km 以内

で風速が大きい傾向がみられる（表 5.5）。動径風（アウトフロー）に関しても，ひまわり 8 号 AMV の方が，アウトフローが極大となる半径の外側へのシフトをより詳細に捉えることが出来ている（図 5.7）。これらの接線風，動径風にみられる特徴の違いは，ひまわり 8 号 AMV の方が，MTSAT AMV に比べて，台風の低気圧性循環，上層アウトフローの時空間的な変動を，より正確に捉えることが出来ることを示唆している。

次に，ひまわり 8 号 AMV の利用が雲頂高度付近の風の場の診断に与えるインパクトを調べるため，30 分間隔のひまわり 8 号 AMV と 6 時間間隔の MTSAT AMV からそれぞれ算出された UMaxWind 及び UMaxOutflow を比較した（図 5.8）。ひまわり 8 号の UMaxWind は，MTSAT AMV の値よりも僅かに大きな傾向がみられたとともに，詳細な接線風の変動を捉えていた（図 5.8a）。この違いは，ひまわり 8 号 AMV が，MTSAT AMV よりも，内部コアの雲頂高度付近の低気圧性循環の変動をより正確に捉えていたことを示唆する（図 5.6）。ひまわり 8 号 AMV と MTSAT AMV の UMaxWind が極大となる時刻は，ベストトラック解析及びドボラック解析で得られた最大風速が極大となる時刻とおよそ一致していたが，いくつかの違いもみられた。例えば，2015 年 8 月 19 日 1200 UTC～8 月 21 日 0000 UTC などの期間で，比較的大きな違いがみられる（図 5.8a）。これらの，UMaxWind とドボラック最大風速の間の極大時刻の違いは，上層 AMV が，雲のパターンに基づくドボラック法による強度推定値には含まれない，台風の強度変化に関する情報を含んでいることを示唆している。

ひまわり 8 号 AMV の UMaxOutflow は，MTSAT AMV では捉えられていない，台風の上層アウトフローの詳細な変動を捉えていた（図 5.8b）。また，両 AMV の UMaxOutflow の極大時刻は，大まかには，赤外バンド TB の半径 200 km 内平均値（図 5.8b の IRTB_R200）の極小によって示唆される，内部コア対流の強化時刻に対応していた。これは，UMaxOutflow の強化が，主に内部コア内の深い対流から生成されたアンビルの外向き移動をあらわしていたことを意味する。

5．5　ひまわり 8 号の上層 AMV から得られた雲頂高度の最大接線風を用いて地上最大風速を推定する可能性　－台風 Lionrock (1610)を用いた事例調査－

本節では，2016 年 8 月に発生した Lionrock (1610)を例に，30 分毎に算出したひまわり 8 号 AMV から求めた UMaxWind からの最大風速推定の可能性を調べる。Lionrock (1610)は，総観スケールの低気圧性循環として観測されるモンスーンジャイアの南東側

で，2016 年 8 月 17 日に TD として発生した。その後 TD は，モンスーンジャイアの流れの中で反時計回りに移動しながら，鉛直シアの弱い（平均: 4.3 m s^{-1}）大気環境場の中で急速に発達し，その後のジェットへの接近に伴って，南大東島付近で U ターンした後，東北地方の太平洋側（岩手県大船渡市付近）に上陸した。

Lionrock (1610)の発生から衰弱までの期間について，2011～2014 年の MTSAT AMV を用いて導出した二次回帰式（図 5.3）を用いて，ひまわり 8 号 AMV から求めた UMaxWind を用いて最大風速を推定した。推定最大風速の対ベストトラック RMSE とバイアスは，それぞれ 10.9 m s^{-1} 及び−1.4 m s^{-1} であった。図 5.9a に示す通り，30 分毎に推定された最大風速の時系列には，1 日以下の時間スケールの明瞭な時間変化を含んでいることが分かる。この推定最大風速の時系列にみられる一日以下の時間スケールの変化は，ベストトラック解析の時系列には不明瞭である（図 5.9a）。なお，ベストトラック最大風速の時間変化は，ドボラックの推定強度とおよそ一致していた（図略）。

UMaxWind から推定した地上最大風速と，AMSU データを用いて求めた上層暖気核の強さから推定した中心気圧（第 2.1.7 項）を比較すると，UMaxWind の極大時刻は，大まかに AMSU 中心気圧が深まるタイミングと一致していた（図 5.9a）。このタイミングの一致は，上層暖気核が，内部コア内の上層の低気圧性循環の強化とともに発達していたことを示す（Vigh and Schubert 2009）。

上層 AMV の空間分布（図 5.10a-c）と 250 hPa 面付近を主に観測する AMSU-A チャンネル 7 の TB 偏差（半径 600～700 km の平均からの差）の空間分布（図 5.11a-b）から，2016 年 8 月 25 日 1400 UTC から 8 月 26 日 1700 UTC にかけて（図 5.9 の “Period-A”），台風の中心近傍で接線風が強化していた時間帯に，上層暖気核の正気温偏差が増大していたことがわかる。この台風中心近傍における接線風増大と暖気核発達の同期は，Lionrock (1610)の雲頂高度付近の一次循環が，内部コア内の下層からの大きな絶対角運動量の鉛直上方輸送に伴って強まっていたこと，及び潜熱加熱及び眼の中の非断熱加熱によって暖気核が強まっていたこと（Willoughby 1998; Ohno and Satoh 2015）を示唆している。また，AMSU 中心気圧が極小となる時刻付近にみられる，台風中心近傍での赤外 TB の上昇は，眼の形成を示唆している（図 5.12b-c）。

上層暖気核及び雲分布にみられた明らかな変化に加えて，UMaxWind が極大となる時刻頃に，Rumw が極小になる傾向が比較的明瞭にみられる（図 5.9b）。この上層の風の場にみられる構造変化は，地表付近の最大風速半径が，境界層内のインフローが強化

されることによって収縮していることを示唆している（第 5.3.1 項）。

半径 200 km 内の赤外バンド TB の平均（図 5.9c 中の IRTB_R200）で示唆される積乱雲及び厚い巻雲の雲頂温度の極小と極大は，大まかには，UMaxWind の極小及び極大に対応していることに注目される（図 5.9c）。ここで，IRTB_R200 が極小となっている時刻のいくつかは 1500 UTC（0300 LST）及び 2300 UTC（0800 LST）に出現しているが（図 5.9c 中の黒矢印），これらの時刻は，台風の日変化の対流のピーク時刻に対応していることに注目される（Muramatsu 1983; Kossin 2002; Dunion et al. 2014）。この雲頂温度の低下と，UMaxOutflow の増大がおよそ同期している事実は，内部コア内の対流の深まりが上昇運動を引き起こし，台風の二次循環を強めていたことを示唆している。この状況は，赤外バンド TB が低い雲域（すなわち，雲頂温度が低く，雲頂高度が高い，発達した雲域）の外側へのシフトからも示唆される（図 5.12a 及び図 5.12c）。これらの結果に基づくと，対流の深まりの後に続く UMaxWind の極大は，第 3 章で示した Danas (1324) を用いた事例調査でも示唆されたように，台風中心付近の上層の低気圧性循環が，先行する対流の深まりによる一次循環の鉛直方向の発達によって強化されていると解釈することができる。

以上の Lionrock (1610)を用いた事例解析による結果は，ひまわり 8 号の上層 AMV が，ドボラック法による推定強度には含まれない台風強化に関する情報を含んでおり，台風の強度解析の精度改善に貢献する可能性を示している。具体的には，上層 AMV の最大接線風から回帰式を用いて推定される最大風速とドボラック強度とのコンセンサス（Velden et al. 2007; Oyama et al. 2016）を利用することなどが考えられる。また，強度推定の可能性とともに，ひまわり 8 号の上層 AMV を用いて，台風強化に伴う構造変化，例えば，壁雲半径の縮小や，内部コア内の深い対流に伴った二次循環の強化などの詳細な変化を捉えられる可能性も，本調査によって示された。

第 6 章　考察

第 3 章では, Danas (1324) の発達期に出現した 2 回の対流バースト (CB1 及び CB2) に伴う雲頂高度付近の接線風及び上層アウトフローの強化，及び，これらの風の場の変化に伴った内部コア内の降水分布の軸対称化などの, 特徴的な台風の構造変化が明らかにされた。特に，2 回の対流バーストに伴った上層アウトフローの強化，CB1 の直後及び CB2 期間における内部コアの形成が CAPE の蓄積及び消費と関係していたことが示唆された点，Danas (1324) の急速強化に伴って内部コア構造の軸対称化（波数 1 成分の減少）していた点が，理想化実験に基づく先行研究（Miyamoto and Takemi 2013）と整合していることは注目すべきである。

Danas (1324) の調査結果をふまえて，上層の風が下層の風に対してどのように応答しているか，この応答が内部コアの発達とどのような関係にあるのか，を定量的に明らかにすることは，重要な将来課題である。また，CB1 及び CB2 期間の前半において CAPE が一時的に増大する傾向がみられたが，これは，CAPE の計算に，時空間分解能が低い JRA-55 データを用いたことが一つの可能性として考えられる。このことからも, 今後, CAPE を用いた議論も含めて, 台風の内部構造を十分解像することが可能な, 高解像度数値シミュレーションを用いた調査も行なっていく必要がある。さらに，台風サイズの収縮，拡大が，慣性安定度に与える影響も興味深い課題である。今回の調査では，6 時間毎の MTSAT AMV を用いたため，数時間スケールの台風の内部コアの変化に関する議論はできなかったが, ひまわり 8 号の高時間空間分解能の AMV を用いた調査によって，内部コアの発達に関わる詳細なプロセスの解明が期待される。

第 4 章の 2011～2014 年の 44 個の台風を対象とした統計調査では，強い台風，急速に強化する台風ほど, 二次循環の強化を示唆する上層アウトフローが強い傾向が示された。この傾向に関して，台風の最大発達率と上層アウトフローの強さの間の相関は，対流バーストを伴った台風の方が, 対流バーストを伴わなかった台風よりも大きな傾向がみられたことは注目すべきである。この結果は，対流バーストに伴った内部コア内の対流の急速な深まりが，TRMM/PR 潜熱加熱率データを用いた解析でも示された対流圏中～下層の潜熱放出を介して, 二次循環の強化を促進していたことを示している可能性がある。将来課題としては，TRMM/PR の潜熱加熱率プロダクトは，ラージスケール降水に基づき求められたアルゴリズムを用いて導出されており, 台風内部の潜熱加熱率分布の詳細までは表現していない可能性もあるため，引き続き，精度検証を含めた調査を

行なっていくことが必要である。また，最大発達率が 15 m s^{-1} day^{-1} を超える急速強化をした台風のほとんどで，上層アウトフロー最大時刻よりも後に最大発達率が出現する傾向は，対流バーストが急速強化の前兆現象として現れていたことを示唆している。

以上の調査結果について，よりロバストな結果を得るためには，引き続き事例を追加した調査が必要であると共に，合同台風警報センター（Joint Typhoon Warning Center: JTWC）のベストトラックデータなども使った調査も行なう必要がある。また，熱帯低気圧と周辺の大気環境場との相互作用に関して，熱帯低気圧から対流圏上層の総観規模のジェットに流れ込むアウトフロー（アウトフロージェット）の存在は，台風の雲頂高度付近のアウトフローを促進することで，熱帯低気圧の急速強化につながりうることも指摘されている（Rappin et al. 2011）。このアウトフロージェットが，台風の上層アウトフロー強化にどのように関係しているかを調べることは，大きな興味であるとともに，台風の強化プロセスの理解にも重要である。この調査においては，空気塊の水平方向の安定性を示す慣性安定度を考慮した議論も重要になるが，上層 AMV から求めた風の接線成分を用いて計算した慣性安定度は，この議論に大きく貢献すると考えられる。また，台風の内部コアの対流の深まりを示す雲頂温度の低下と，アンビルの広がりと対応していると考えられる上層アウトフロー強化との詳細な時間関係の解明も，ひまわり 8 号の高時間空間分解能 AMV を用いて調査していく必要がある。

第 5 章の上層 AMV を用いた台風の強度，構造の診断の可能性に関する調査では，急速に強化する台風ほど，最大接線風の半径と最大動径風の半径が小さい傾向に注目される。この結果は，急速に強化する台風ほど境界層内のインフローが大きく，地表付近の最大風速半径及び壁雲半径が縮小することを示していると考えられる。しかし，本研究においては，この解釈に関する検証までは行うことが出来なかった。この検証のためには，衛星マイクロ波による降水観測等を用いて解析や，数値シミュレーション結果の解析などに取り組んでいく必要がある。

Lionrock (1610) を用いた事例調査では，雲頂高度付近の最大接線風を用いることによって，雲パターンに基づくドボラック法の推定強度から知ることが難しい，一日以下の時間スケールの強度変化，すなわち (i) 最大接線風強化時の上層暖気核の発達，(ii) 最大接線風強化時の最大接線風の半径の縮小，を捉える可能性を示した。上層 AMV を用いて Lionrock (1610)の強化を示す構造変化を比較的明瞭に捉えられたのは，台風周辺の風の鉛直シア及び上層の風が小さかったことが重要な要因であったと考えられる。

また，以上の手法は，上層 AMV の接線風及び動径風の雲頂高度依存性などを考慮することによって，さらに高い精度で適用出来る可能性がある。ひまわり 8 号の高時間分解能 AMV によって捉えられる雲頂高度付近の接線風，動径風の細かな変動は，内部コアの形成・発達プロセスにおける台風の数 10 分～数時間スケールの一次循環の変動，上向き質量フラックスの変動に伴う上層アウトフローの変動を示していると考えられるが，これらの解釈は，引き続き今後の課題である。

以上の結果を踏まえて，台風の強化プロセス，AMV からの台風の強度・構造推定，及び衛星観測・利用技術の観点から，今後取り組むべき将来課題を挙げる。台風の強化プロセスに関する課題の一つは，30 分毎のひまわり 8 号 AMV を用いた解析によって明らかとなった Lionrock（1610）の強度変化を示唆する一日以下の時間スケールの構造変化が，台風の対流の日変化（Navarro and Hakim 2016）他の現象とどのように関係しているかを明らかにすることである。このためには，高解像度非静力学モデルを用いた数値シミュレーションに基づいて，台風内の絶対角運動量の収支解析（Rozoff et al. 2012）を行い，上層風の下層風に対する応答を調べることも必要である。また，台風の軸対称渦の風の場は，環境風の影響を受けることから，時間空間解像度の高い数値シミュレーション結果に基づき推定した鉛直シアに基づく議論も必要である。また，対流圏上層で観測されるアウトフロージェットなどの台風周辺の環境場が，本研究で得た結果にどのように関係しているかを調べることも重要である。

ひまわり 8 号の台風ターゲット観測を用いた AMV の算出，及び AMV の利用技術に関する将来課題としては，AMV 算出のための最適なパラメータ（AMV 算出のための格子間隔，画像の時間間隔）を特定することが重要である（Sohn and Borde 2008; Bresky et al. 2012; Shimoji 2012）。また，AMV の品質管理のための最適な QI 閾値を決定するための継続的な調査も必要である。これらの研究は，AMV の台風解析での利用のみならず，数値予報での利用可能性を広げることにもつながる可能性がある。また，独立な観測データを用いた AMV 高度の検証（Velden and Bedka 2009; 小山 2015）も，上層 AMV から得られる雲頂高度付近の低気圧性循環及びアウトフローをより正確に見積もるための重要な取組みである。また， AMV の算出精度を指標とした，静止気象衛星観測データの評価も，将来打ち上げられる静止気象衛星の仕様検討において必要な課題である。

第 7 章　まとめと結論

本研究では，MTSAT 及びひまわり 8 号のラピッドスキャンデータを用いて算出した大気追跡風（AMV）を用いて，台風の発達期における雲頂高度付近の接線風（一次循環），二次循環の強さを反映する動径風（上層アウトフロー）の特徴を，事例及び統計調査によって明らかにすることを目指した。この調査においては，衛星の赤外バンド及びマイクロ波バンド観測を用いて，台風の内部コアの雲頂高度及び降水分布の特徴にも注目しながら，台風の急速強化と対流バースト（CB）との関係も調べた。結果，発達期における一次循環及び二次循環の強化が，CB に伴う深い対流に関係した内部コアの発達と密接に関係していることが示された。また，示された台風強化と雲頂高度付近の一次循環，二次循環の強化との関係などに基づいて，上層 AMV を用いた台風の強度及びこれに関係する構造変化を捉えるための手法の提案も行なった。

Danas (1324) を用いた事例調査では，台風の発達期に起こった 2 回の CB に伴った雲頂高度付近の最大接線風，最大動径風の強化が，MTSAT の上層 AMV を用いて捉えられた。CB の出現に伴い起こっていた最大接線風，最大動径風の強化は，絶対角運動量の上向きフラックス増加に伴った一次循環の発達と，対流強化に伴う上向き質量フラックスの増大が起こっていたことを示唆した。また，CB による CAPE の消費に伴う台風の内部コア（壁雲，レインバンド）の形成が，SSMIS の PCT91 から解析された降水分布の軸対称化と上層 AMV を用いて算出した慣性安定度の増加によって示された。

台風の強化における二次循環の役割を検証することを目的として，2011～2014 年の 44 個の台風を対象として，台風の強度及び発達率と上層アウトフローの強さとの関係を，6 時間毎の MTSAT AMV を用いて統計的に調査した。上層アウトフローは，強い台風，急速に発達する台風で大きな傾向が示された。強い台風，急速に発達する台風で，内部コアの雲頂高度が高い傾向は，上層アウトフローの強化において，内部コアの対流の強さが本質的であることを示唆した。また，最大発達率と上層アウトフローの強さの間の相関は，CB を伴った台風の方が，伴わなかった台風よりも大きな傾向があり，CB に伴う対流の急速な深まりが二次循環の強化を促進していたことを示唆した。また，台風の発達率が最大となる時刻と上層アウトフローが最大となる時刻の差 (T2) は，66 % の台風で 0～36 時間以内にあったことも明らかにされた。特に最大発達率が 15 m s^{-1} day^{-1} を超える急速強化を経験した台風のほとんどで，最大発達率の出現時刻が，上層アウトフローが最大となる時刻よりも後になる傾向は，対流バーストが急速強化の前兆

として現れていたことを示唆した。また，発達期の上層アウトフローの強さと台風発達率の間の－18～+18 時間のラグ時間に対する正相関は，雲頂高度付近のアウトフローの強さが，台風の強化を診断するための説明変数になる可能性を示した。具体的には，米国で開発された Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme（SHIPS）（DeMaria and Kaplan 1994）や，Rapid Intensity Index（RI index）（Kaplan and DeMaria 2003; Kaplan et al. 2010）などの，統計力学モデルをベースとした熱帯低気圧の強度予報モデルへの適用が考えられる。

さらに，台風の強度解析の精度改善に資することを目的として，上層 AMV から台風の強度及び強化に伴う構造変化を推定する可能性を調べた。2011～2014 年の 44 個の台風を対象とした MTSAT AMV を用いた調査では，台風の雲頂高度付近の最大接線風が，ベストトラックデータの最大風速と高い相関（約 0.73）をもつことが示された。さらに，最大接線風から二次回帰式を用いて推定した地上最大風速は，対ベストトラック誤差で約 7.4 m s^{-1} であることが分かった。また，雲頂高度付近の最大接線風の半径と最大動径風の半径は，急速に強化する台風ほど小さい傾向がみられ，急速に強化する台風ほど境界層内のインフローが強く，最大風速半径及び壁雲半径が縮小していたことが示唆された。ひまわり 8 号の 30 分間隔の AMV を用いた調査では，雲頂高度付近の最大接線風が，ドボラック推定強度では明瞭ではない，一日以下の時間スケールの構造変化を捉えていた可能性が示された。特に，Lionrock (1610) を用いた事例調査では，最大接線風が強まっていた期間に，台風の強化を示唆する，(i) 上層暖気核の発達，(ii) 最大接線風半径の縮小，及び (iii) 最大接線風の強化に先行した内部コア内の深い対流，が出現していたことが明らかとなった。

本研究で得られた結果は，衛星観測に基づいた台風の強化プロセス，特に台風スケールの風の場に関する検証結果として，また，数値予報モデルを用いた台風のシミュレーション結果等の検証において貢献することが期待される。また，本研究で提案された，上層 AMV を用いて台風の強度及び強化に関係する構造変化を推定する手法は，台風の強度解析への貢献とともに，台風の強化プロセスの解明に資することが期待される。

謝辞

本学位論文を執筆するにあたり，多くの温かいご指導と激励を賜りました，主査の名古屋大学宇宙地球環境研究所　坪木和久教授，及び，学位論文の審査において，論文及び発表資料改善のため，多くの有益なコメントを頂きました，副査の高橋暢宏教授，篠田太郎准教授，増永浩彦准教授には，心から感謝の意を表します。

本学位論文の元となった副論文の執筆では，多くの方々にお世話になりました。気象庁の下地和希氏，林昌宏氏には，本研究で用いた AMV データの算出に関して多くの御協力を頂いたとともに，台風周辺の AMV データの品質及び利用方法等に関して，共に議論して頂きました。また，気象庁の別所康太郎氏，西村修司氏には，研究者及び予報官の立場から，研究の進展につながる多くの有益な助言，コメントを頂きました。JAXA の第 8 回降水観測ミッション RA では，研究で使用した潜熱加熱率プロダクトに関して，衛星観測に関する専門家の方々との議論の機会とともに，国内外での研究成果発表，議論の機会も頂きました。気象研究所台風研究部の皆様には，所内コロキウム他の機会において，本研究に関する多くの助言，コメントを頂いたと共に，親身に議論して頂きました。特に，台風研究部　青梨和正部長，第二研究室　岡本幸三室長には，本研究の遂行にあたって有益な助言と共に，温かいサポートを頂きました。2011 年 4 月に気象研究所へ異動した当時の，台風研究部第二研究室室長の徳野正己氏には，ラピッドスキャンデータを用いた台風研究の方向性を決めるにあたり，親身に相談にのって頂きました。台風研究部の皆様と共に，大学及び研究機関の研究者の皆様には，学会発表等において，様々な視点から研究の発展につながる有益なコメントを頂きました。皆様に深く感謝いたします。

名古屋大学大学院理学研究科博士前期課程在籍時（1997 年 4 月～1999 年 3 月）に御指導を頂いた武田喬男先生には，修士論文の研究テーマとして，静止気象衛星観測を用いた台風研究の機会を頂きました。この経験は，本学位論文のテーマである，衛星観測データを用いた台風の強化プロセスに関する研究を進めるにあたっての道標となりました。博士前期課程での研究生活では，先生方，先輩方，及び民田晴也博士には，研究に関して相談にのって頂いたとともに，計算機やデータの取り扱いに困った際には親身に助けて頂きました。また，同期の間瀬剛史氏，石河大氏，後輩の皆様には，大学院生活での研究他において苦楽を共にして頂きました。深く感謝いたします。

最後に，これまで故郷から見守ってくれた両親，祖父母，そして妻に感謝します。

略語

AHI: Advanced Himawari Imager

AMSU-A: Advanced Microwave Sounding Unit-A

AMVs: Atmospheric Motion Vectors

AODT: Advanced Objective Dvorak Technique

CAPE: Convective Available Potential Energy

CB: Convective burst

CDO: Central Dense Overcast

CIMSS: The Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies of University of Wisconsin

CI-number: Current Intensity number

CLOUD: Cloud Grid Information Objective Dvorak Analysis

CISK: Conditional Instability of the Second Kind

CTH: Cloud top height

DMSP: Defense Meteorological Satellite Program

DOTSTAR: Dropsonde Observation for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region

ECMWF: European Center for Medium-Range Weather Forecasts

EUMETSAT: the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites

GSM: Global Spectral Model

JAMI: Japanese Advanced Meteorological Imager

JAXA: Japan Aerospace Exploration Agency

JRA-55: Japanese 55-year Reanalysis

JTWC: Joint Typhoon Warning Center

MetOp: Meteorological Operational Satellite Program of Europe

MGDSST: The Merged Satellite and in-situ data Global Daily Sea Surface Temperature

MOVE: The Multivariate Ocean Variational Estimation system

MPI: Maximum Potential Intensity

MSLP: Minimum Sea Level Pressure

MSW: Maximum Sustained Wind

MTSAT: Multi-functional Transport Satellites

NCEP: National Centers for Environmental Prediction

NHC: National Hurricane Center

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

PCT: Polarized Corrected Temperature

PR: Precipitation Radar

QI: Quality Indicator

RI index: Rapid Intensity Index

RMW: Radius of Maximum Wind

RSMC: Regional Specialized Meteorological Center

R30: Radius of 30 kt winds

SHIPS: The Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme

SIW: Scattering Index over Water

SSMIS: Special Sensor Microwave Imager/Sounder

STS: Severe Tropical Storm

TB: Brightness Temperature

TC: Tropical cyclone

TCHP: Tropical Cyclone Heat Potential

TCI: Tropical Cyclone Intensity experiment

TD: Tropical Depression

TMI: TRMM Microwave Imager

T-number: Tropical number

T-PARC: THORPEX –Pacific Asian Regional Campaign

TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission

TS: Tropical Storm

TY: Typhoon

VWS: Vertical Wind Shear

WISHE: Wind Induced Surface Heat Exchange

参考文献

Apke, J. M., J. R. Mecikalski, and C. P. Jewett, 2016: Analysis of mesoscale atmospheric flows above mature deep convection using super rapid scan geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **55**, 1859–1887.

Bedka, K. M., and J. R. Mecikalski, 2005: Application of satellite-derived atmospheric vectors for estimating mesoscale flows. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 1761–1772.

Berger, H., R. Langland, C. S. Velden, C. A. Reynolds, and P. M. Pauley, 2011: Impact of enhanced satellite-derived atmospheric motion vector observations on numerical tropical cyclone track forecasts in the western North Pacific during TPARC/TCS-08. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 2309–2318.

Bessho, K., K. Date, M. Hayashi, A. Ikeda, T. Imai, H. Inoue, Y. Kumagai, T. Miyakawa, H. Murata, T. Ohno, A. Okuyama, R. Oyama, Y. Sasaki, Y. Shimazu, K. Shimoji, Y. Sumida, M. Suzuki, H. Taniguchi, H. Tsuchiyama, D. Uesawa, H. Yokota, and R. Yoshida, 2016: An introduction to Himawari-8/9 – Japan's new-generation geostationary meteorological satellites. *J. Meteor. Soc. Japan*, **94**, 151–183.

Bresky, W., J. Daniels, A. Bailey, and S. Wanzong, 2012: New methods toward minimizing the slow speed bias associated with atmospheric motion vectors. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 2137–2151.

Bryan, G. H., and R. Rotunno, 2009: Evaluation of an analytical model for the maximum intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3042–3060.

Carrasco, C. A., C. W. Landsea, and Y.-L. Lin, 2014: The influence of tropical cyclone size on its intensification. *Wea. Forecasting*, **29**, 582–590.

Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68–75.

Chen, D. Y.-C., K. K. W. Cheung, and C.-S. Lee, 2011: Some implications of core regime wind structures in western North Pacific tropical cyclones. *Wea. Forecasting*, **26**, 61–75.

Croxford, M., and G. M. Barnes, 2002: Inner core strength of Atlantic tropical

cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 127–139.

Daniels, J., W. Bresky, A. Bailey, A. Allegrino, S. Wanzong, and C. Velden, 2016: Use of GOES-R Advanced Baseline Imager (ABI) proxy data to assess the performance of the GOES-R winds algorithm. *Proceedings of 13th International Winds Workshop*, CGMS/WMO.

DeMaria, M., and J. Kaplan, 1994: A statistical hurricane intensity prediction scheme (SHIPS) for the Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **9**, 209–220.

Doyle, J. D., and Co-authors, 2017: A view of tropical cyclones from Above: The tropical cyclone intensity experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* 2113－2134.

Dunion, J. P., C. D. Thorncroft, and C. S. Velden, 2014: The tropical cyclone diurnal cycle of mature hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 3900–3919.

Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420–430.

Dvorak, V. F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Technical Report NESDIS, 11, 47 pp.

Ebert, E. E., and G. J. Holland, 1992: Observations of record cold cloud-top temperatures in tropical cyclone Hilda (1990). *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2240–2251.

Elsberry, R. L., L. Chen, J. Davidson, R. Rogers, Y. Wang, and L. Wu, 2013: Advances in understanding and forecasting rapidly changing phenomena in tropical cyclones. *Tropical Cyclone Research and Review*, **2**, 13–24.

Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–604.

EUMETSAT, 2015: Divergence Product: Product Guide. [Available online at http://www.eumetsat.int/website/wcm/idc/idcplg?IdcService=GET_FILE&dDocName=PDF_DIV_FACTSHEET&RevisionSelectionMethod=LatestReleased&Rendition=Web.]

Frank, M. W., 1977: The structure and Energetics of the Tropical Cyclone I. Storm Structure, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119–1135.

Fudeyasu, H., and Y. Wang, 2011: Contribution by balanced dynamics to the intensification of a tropical cyclone simulated in TCM4: Outer core spin-up

process. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 430–449.

Gallina, G. M., and C. S. Velden, 2002: Environmental vertical wind shear and tropical cyclone intensity change utilizing enhanced satellite derived wind information. *Extended Abstracts, 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc.*, 172–173.

Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbance and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669–700.

Guimond, S. R., G. M. Heymsfield, and F. J. Turk, 2010: Multiscale observations of Hurricane Dennis (2005): The effects of hot towers on rapid intensification. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 633–654.

Harnos, D. S., and S. W. Nesbitt, 2011: Convective structure in rapidly intensifying tropical cyclones as depicted by passive microwave measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L07805.

Hawkins, H. F., and D. T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964. II: Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 617–636,

Hawkins, H. F and S. M. Imbembo, 1976: The structure of a small, intense Hurricane –Inez 1966. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 418–442.

Hawkins, J. D., F. J. Turk, T. F. Lee, and K. Richardson, 2008: Observations of tropical cyclones with the SSMIS. IEEE Trans. *Geosci. Remote Sens.*, **46**, 901–912.

林 昌宏, 下地和希, 2013: 大気追跡風算出アルゴリズム. *気象衛星センター技術報告*, **58**, 1–107.

Hazelton, A. T., R. F. Rogers, and R. E. Hart, 2017: Analyzing simulated convective bursts in two Atlantic Hurricanes, Part I: Burst formation and development. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 3073–3094.

Hennon, P. A., 2006: The role of the ocean in convective burst initiation: implications for tropical cyclone intensification. Ph.D. thesis, Ohio State University, 185 pp.

Holland, G. J., and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 723–745.

Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived Atmospheric Motion Vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, **13**,

1093–1104.

Hoshino, S., and T. Nakazawa, 2007: Estimation of tropical cyclone's intensity using TRMM/TMI brightness temperature data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 437–454.

Houze, R. A., Jr., 2010: Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 293–344.

Imai, T., 2006: Status of atmospheric motion vector in JMA. *Proceedings of 8th International Winds Workshop*, CGMS/WMO.

Jiang, H., 2012: The relationship between Tropical cyclone intensity change and the strength of inner-core convection. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1164–1176.

Kaplan, J. and M. DeMaria, 2003: Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **18**, 1093–1108.

Kaplan, J., M. DeMaria, and J.A. Knaff, 2010: A revised tropical cyclone rapid intensification index for the Atlantic and eastern North Pacific basins. *Wea. Forecasting*, **25**, 220–241.

Kepert, J. D., 2010: Tropical cyclone structure and dynamics. Global perspectives on tropical cyclones, World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate, Chan. J. C. L and J. D. Kepert, Eds. *World Scientific Press*, pp. 3–53.

Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N. C. Grody, and S. J. Kusselson, 2000: Satellite analysis of tropical cyclones using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1241–1259.

Kishimoto, K., M. Sasaki, and M. Kunitsugu, 2013: Cloud grid information objective Dvorak analysis (CLOUD) at the RSMC Tokyo – Typhoon Center, *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **15**.

Knapp, K. R., M. C. Kruk, D. H. Levinson, H. J. Diamond, and C. J. Neumann, 2010: The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 363–376.

木場博之，萩原武士，小佐野慎悟，明石秀平，1990：台風の CI 数と中心気圧および最大風速の関係．*気象庁研究時報*, **42**, 59–67.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-

55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.

Kossin, J. P., 2002: Daily hurricane variability inferred from GOES infrared imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2260–2270.

栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析, *測候時報*, *特別号*, **73**, s1–s18.

Langland, R. H., C. Velden, P. M. Pauley, and H. Berger, 2009: Impact of satellite-derived rapid-scan wind observations on numerical model forecasts of Hurricane Katrina. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1615–1622.

Lee, C.-Y., M. K. Tippett, A. H. Sobel, and S. J. Camargo, 2016: Rapid intensification and the bimodal distribution of tropical cyclone intensity. *Nat. Commun.*, doi: 10.1038/ncomms 10625.

Li, Q.-Q., and Y. Wang, 2012: A comparison of inner and outer spiral rainbands in a numerically simulated tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2782–2805.

Line, W. E., T. J. Schmit, and S. J. Goodman, 2016: Use of Geostationary super rapid scan satellite imagery by the storm prediction center. *Wea. Forecasting*, **31**, 483–494.

Mitsuta, Y., T. Suenobu, and T. Fujii, 1988: Supergradient surface wind in the eye of a typhoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 505–508.

Miyamoto, Y., and T. Takemi, 2013: A transition mechanism for the spontaneous axisymmetric intensification of tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 112–129.

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.

Molinari, J., J. Frank, and D. Vollaro, 2013: Convective bursts, downdraft cooling, and boundary layer recovery in a sheared tropical storm. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1048–1060.

Muramatsu, T., 1983: Diurnal variations of satellite-measured TBB areal distribution and eye diameter of mature typhoons. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 77–90.

Nakazawa, T., K. Bessho, S. Hoshino, T. Komori, K. Yamashita, Y. Ohta and K. Sato,

2010: THORPEX –Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC). *RSMC-Tokyo Typhoon Center Technical Review,* **12**, 1–4.

Navarro, E. L., and G. J. Hakim, 2016: Idealized numerical modeling of the diurnal cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 4189–4201.

Nieman, S. J., J. Schmetz, and W.P. Menzel, 1993: A comparison of several techniques to assign heights to cloud tracers. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1559–1568.

Ogura, Y., 1964: Frictionally controlled, thermally driven circulations in a circular vortex with application to tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 610–621.

Ohno, T., and M. Satoh, 2015: On the warm core of a tropical cyclone formed near the tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 551–571.

Olander and Velden 2007: The advanced Dvorak technique: Continued development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity using geostationary infrared satellite imagery. *Wea. Forecasting*, **22**, 287–298.

Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric process. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527–530.

Oyama, R., 2010: Upgrade of Atmospheric Motion Vector derivation algorithms at JMA/MSC. *Meteorological Satellite Center Tech. Note*, 54, 1–31. [Available online at http://www.data.jma.go.jp/mscweb/technotes/msctechrep54-1.pdf.]

Oyama, R., 2014: Estimation of tropical cyclone central pressure from warm core intensity observed by the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A). *Pap. Meteor. Geophys.*, **65**, 35–56.

小山 亮, 2015: MTSAT ラピッドスキャン観測データを用いて算出された台風領域の上層大気追跡風の特性. *天気*, **62**, 881–894.

Oyama, R., K. Nagata, H. Kawada, and N. Koide, 2016: Development of a product based on consensus between Dvorak and AMSU tropical cyclone central pressure estimates at JMA. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **18**.

Paterson, L. A., B. N. Hanstrum, N. E. Davidson, and H. C. Weber, 2005: Influence of environmental vertical wind shear on the intensity of hurricane-strength tropical cyclones in the Australian region, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3644–3660.

Rappin, E. D., M. C. Morgan, and G. J. Tripoli, 2011: The impact of outflow

environment on tropical cyclone intensification and structure. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 177–194.

Reasor, P. D., R. Rogers, and S. Lorsolo, 2013: Environmental flow impacts on tropical cyclone structure diagnosed from airborne Doppler radar composites. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2949–2969.

Riehl, H. and J. Malkus, 1961: Some aspects of hurricane Daisy, 1958. *Tellus*, **13**, 181–213.

Rogers, R., 2010: Convective-scale structure and evolution during a high-resolution simulation of tropical cyclone rapid intensification. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 44–70.

Rogers, R., P. Reasor, and S. Lorsolo, 2013: Airborne Doppler Observations of the Inner-Core Structural Differences between Intensifying and Steady-State Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2970–2991.

Rotunno, R., and K. A. Emanuel, 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 542–561.

Rozoff, C. M., D. S. Nolan, J. P. Kossin, F. Zhang, and J. Fang, 2012: The role of an expanding wind field and inertial stability in tropical cyclone secondary eyewall formation. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 2621–2643.

Salonen, K., and N. Bormann, 2014: AMVs in the operational ECMWF system. *Proceedings of 12th International Winds Workshop*, CGMS/WMO.

Saunders, R., 2005: RTTOV_8_7 Users Guide, Satellite Application Facilities of Numerical Weather Prediction (NWP SAF). [Available online at https://www.nwpsaf.eu/site/software/rttov/.]

Sawada, M., and T. Iwasaki, 2007: Impacts of ice phase processes on tropical cyclone development. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 479–494.

Schmetz, J., K. Holmlund, J. Hoffman, B. Strauss, B. Mason, V. Gartner, A. Koch, and L. van de Berg, 1993: Operational cloud-motion winds from Meteosat infrared images. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1206–1225.

Schmetz, J., R. Borde, K. Holmlund, and M. Konig, 2005: Upper tropospheric divergence in tropical convective systems from Meteosat-8. *Geophys. Res. Lett.*,

32, L24804.

Shimoji, K., 2012: A study on the relationship between spatial and temporal image resolutions for AMV derivation with next-generation satellites. *Proceedings of 11th International Winds Workshop*, CGMS/WMO.

Shimoji, K., 2014: Motion tracking and cloud height assignment methods for Himawari-8 AMV. *Proceedings of 12th International Winds Workshop*, CGMS/WMO.

Shimoji, K., 2017: Introduction to the Himawari-8 Atmospheric Motion Vector Algorithm. *Meteorological Satellite Center Tech. Note*, 62, 73–77.

Schmit, T. J., P. Griffith, M. M. Gunshor, J. M. Daniels, S. J. Goodman, and W. J. Lebair, 2017: A closer look at the ABI on the GOES-R series. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 681–698.

Schubert, W. H., and J. J. Hack, 1982: Inertial stability and tropical cyclone development. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1687–1697.

Schubert, W., M. T. Montgomery, R. K. Taft, T. A. Guinn, S. R. Fulton, J. P. Kossin, and J. P. Edwards, 1999: Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1197–1223.

Shapiro, L. J., and H. E. Willoughby, 1982: The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 378–394.

Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and D. E. Johnson, 2004: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part I: Development of a model-based algorithm. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **43**, 1095–1113.

Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and C.-L. Shie, 2007: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part II: Algorithm improvement and heating estimates over tropical ocean regions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1098–1124.

Smith, R. K., M. T. Montgomery, and V. S. Nguyen, 2009: Tropical cyclone spin-up revisited. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1321–1335.

Sohn, E., and R. Borde, 2008: The impact of window size on AMV. *Proceedings of 9th International Winds Workshop*, CGMS/WMO.

Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 254–273.

Steranka, J., E. B. Rodgers, and R. C. Gentry, 1986: The relationship between satellite measured convective bursts and tropical cyclone intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1539–1546.

Stern, D. P., and D. S. Nolan, 2011: On the vertical decay rate of the maximum tangential winds in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2073–2094.

太原芳彦, 毛利浩樹, 2013: ラピッドスキャン. 天気, **60**, 415–417.

Takeda, T., and R. Oyama, 2003: Periodic time variation of low-TBB cloud area in typhoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1497–1503.

Ueno, M., 2007: Observational analysis and numerical evaluation of the effects of vertical wind shear on the rainfall asymmetry in the typhoon inner-core region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 115–136.

Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806–822.

Velden, C. S., and K. M. Bedka, 2009: Identifying the uncertainty in determining Satellite-derived atmospheric motion vector height attribution. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 450–463.

Velden, C. S., J. Daniels, D. Stettner, D. Santek, J. Key, J. Dunion, K. Holmlund, G. Dengel, W. Breskey, and P. Menzel, 2005: Recent innovations in deriving tropospheric winds from meteorological satellites. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 205–920.

Velden, C., B. Harper, F. Wells, J. L. Beven II, R. Zehr, T. Olander, M. Mayfield, C. C. Guard, M. Lander, R. Edson, L. Avila, A. Burton, M. Turk, A. Kikuchi, A. Christian, P. Caroff, and P. McCrone, 2006: The Dvorak tropical cyclone intensity estimation technique: A satellite-based method that has endured for over 30 years. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1195–1210.

Velden, C., D. Herndon, J. Kossin, J. Hawkins, and M. DeMaria, 2007: Consensus

Estimates of Tropical Cyclone (TC) Intensity using integrated Multispectral (IR and MW) Satellite Observations, *Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite & 15th AMS Satellite Meteorology and Oceanography conference*.

Vigh, J. L., and W. H. Schubert, 2009: Rapid development of the tropical cyclone warm core. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3335–3350.

Wada, A., 2015: Verification of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity forecasting in the Western North Pacific, *J. Oceanogr.* **71**, 373–387.

Wang, H., and Y. Wang, 2014: A numerical study of Typhoon Megi (2010). Part I: Rapid Intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 29–48.

Wang, Y., 2009: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250–1273.

Warrick, F., 2016: The 7th Analysis report (AR7) of Satellite Application Facility (SAF) for Numerical Weather Prediction (NWP) AMV monitoring. [Available online at http://nwpsaf.eu/site/monitoring/winds-quality-evaluation/amv/amv-analysis-reports/.]

Willoughby, H. E., 1990: Gradient balance in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 265–274.

Willoughby, H. E., 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053–3067.

Wong, M. L., and J. C. L. Chan, 2004: Tropical cyclone intensity in vertical wind shear. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1859–1876.

Wu, C.- C., P.- H. Lin, S. Aberson, T.- C. Yeh, W.-P. Huang, K.- H. Chou, J.- S. Hong, G.- C. Lu, C.- T. Fong, K.- C. Hsu, I-I. Lin, P.- L. Lin, and C.- H. Liu, 2005: Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region (DOTSTAR): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 787–790.

Wu, T.- C., H. Liu, S. J. Majumdar, C. S. Velden, and J. L. Anderson, 2014: Influence of assimilating satellite-derived Atmospheric Motion Vector observations on numerical analyses and forecasts of tropical cyclone track and intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 49–71.

Yamashita, K., 2012: An observing system experiment of MTSAT rapid scan AMV

using JMA meso-scale operational NWP system. *Proceedings of 11th International Winds Workshop*, CGMS/WMO.

Yano, J. –I., K. Emanuel, 1991: An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 377–389.

Yoshida, S., M. Sakai, A. Shouji, M. Hirohata, and A. Shimizu, 2011: Estimation of tropical cyclone intensity using Aqua/AMSR-E Data, *RSMC Tokyo – Typhoon Center technical review*, **13**, 1–36.

Zehr, R. M., 1992: Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Tech. Rep., NESDIS 61, 181 pp.

補遺

A.1　MTSAT AMV の算出手法

本研究で使用した MTSAT の AMV は，0000，0600，1200，及び 1800 UTC に観測された，MTSAT の 15 分間隔の IR1 バンド（中心波長：10.8 μm）及び水蒸気バンド（6.8 μm）の全球・北半球画像を用いて算出している。この 15 分間隔の画像は，気象庁気象衛星センターの運用で AMV を算出することを目的として取得されていたものである（Imai 2006）。以下，算出手法の詳細を，Oyama (2010)に基づき示す。

IR1 及び水蒸気バンドでは，共に雲を観測することができるが，特に水蒸気バンドでは，雲とともに対流圏上層の水蒸気分布も観測できる。観測される輝度温度（TB）は，一般に，雲頂高度が高い（雲頂温度が低い）ほど低い。本研究では，雲の追跡に IR1 バンドの画像を用いた IR AMV，水蒸気バンドの画像を用いた WV AMV を用いているが，台風の雲頂高度付近の風をターゲットとするため，AMV の高度（以下，算出手法を説明）が，100～300 hPa 面より上の AMV のみを使用している。

AMV の算出では，MTSAT 画像データの他，高度の決定及び品質指標（Quality Indicator：QI）の算出（第 A.2 節）のための参照値データとして，前日 1800 UTC の解析を初期値とする気象庁全球モデル（GSM）の気温，水蒸気及び風の第一推定値（いずれも，水平解像度 20 km，鉛直 60 層），及び IR1 及び水蒸気バンドの晴天放射量データも使用している。また，AMV 高度の決定では，GSM 第一推定値の気温を，MTSAT で観測される雲域の輝度温度と対応させるため，雲頂と衛星間の放射減衰量を，放射伝達モデル RTTOV-8（Saunders 2005）を用いて推定して用いている。

雲の移動ベクトルは，3 枚の衛星画像（以下，A，B 及び C 画像と呼ぶ）を用いて，A-B ベクトルと B-C ベクトルを算出するが，この算出は，図 A1.1 に示す相関係数を用いたパターンマッチングを用いて行なう。ここで，A-B ベクトルは QI による品質評価のみで使用し，B-C ベクトルを最終出力として使用する。

B-C ベクトルの導出では，1 つめの画像（B）内の 0.25 度緯経度格子点を起点とする。起点を中心とした 16 ピクセル（1 ピクセルは衛星直下で 4 km）四方のテンプレート画像（ターゲットボックス）と最も大きな相関係数（CCmax）をとる地点を，続く C 画像（サーチエリア）内から探索し，その中心を終点とする。移動ベクトルは，この起点から終点のベクトル（図 A1.1 中の灰色矢印）として求められる。パターンマッチングで使用する相関係数は，式（A1.1）で与えられる。

$$\mathrm{CC}(p,q)=\sum_{i,j=1}^{M}\left[\frac{(T(i,j)-<T>)\left(S\left(i+p-\frac{M}{2},j+q-\frac{M}{2}\right)-<S>\right)}{\sqrt{\sum_{i,j=1}^{M}(T(i,j)-<T>)^2}\sqrt{\sum_{i,j=1}^{M}\left(S\left(i+p-\frac{M}{2},j+q-\frac{M}{2}\right)-<S>\right)^2}}\right]$$

式（A1.1）

式（A1.1）中の M はターゲットボックスのサイズ（単位はピクセルで偶数），T (i, j) はターゲットボックス内の各ピクセルのカウント値（放射輝度と線形で 0～1023 の値となっている），S はサーチエリア内から位置（p，q）を中心に切り出したサイズ M の矩形領域のカウント値（0～1023），＜ ＞は M × M 領域内の平均を表す。パターンマッチングで得られる移動量は，ピクセル単位（15 分間隔の画像の場合，1 ピクセルに相当する移動速度は 4 km / 15 分＝約 4.4 m s^{-1}）であることから， 1 ピクセル未満の移動量も，パターンマッチングで得られた相関係数分布 CC(p，q)から相関係数曲面を推定して，相関係数が最大となる位置を探すことにより算出している（サブピクセル推定と呼ばれる）。また，2 枚の画像を用いたパターンマッチングで得られる移動ベクトルの品質管理として，相関係数が非常に小さい場合や，相関係数曲面上の極大ピークの形状が明瞭では無い場合には算出失敗としている。A-B ベクトルも同様に，パターンマッチング法とサブピクセル推定によって算出されるが，ターゲットボックスは B 画像から切り出し，A 画像の中から相関係数最大の地点を探すことで，移動ベクトルを算出している。

次に，AMV の高度指定について説明する。AMV の高度は気圧面高度で算出する。IR AMV の高度は，ターゲットボックス内の上層雲に対応する画素の IR1 バンド TB を雲頂温度とみなして，GSM 第一推定値の気温プロファイルと雲頂～衛星間の放射減衰量に基づいて算出している。ここで，光学的に薄い巻雲の IR1 バンドの TB は，巻雲の下の雲及び地表からの放射が透過することにより実際よりも高く観測されるため，IR-WV インターセプト法（Nieman et al. 1993; Schmetz et al. 1993）による TB 補正を行っている。WV AMV の高度についても，IR AMV 同様，IR-WV インターセプト法を適用して補正した上層雲の IR1 バンド TB を用いて決定している。

AMV の高度算出のためには，ターゲットボックス内 256 個（＝16 × 16）の画素データの中から，追跡された雲の画素を選択して使用する必要がある。IR AMV の場合は，IR1 輝度温度が高い地表及び中・下層雲を除く画素のうち，パターンマッチングで

得られる CCmax への貢献度が大きな画素データを採用している。ここで，ターゲットボックス内の各ピクセル（i, j）の CCmax への貢献度は，式（A1.1）右辺の Σ 内の［ ］の式において（p，q）を CCmax の位置（pmax，qmax）で置き換えた（i，j）に関する式である。WV AMV では，ターゲットボックス内の上層雲ピクセルのうち最大度数をとる IR1 輝度温度を，AMV 高度の算出に使用している。高度の最終出力は C 画像から算出した高度としている。

A.2　Quality Indicator（QI）の算出方法

欧州気象衛星開発機構（EUMETSAT）で開発された Quality Indicator（QI; Holmlund 1998）は，世界気象機関（World Meteorological Organization：WMO）が利用を推奨している AMV の品質管理のための指標で，気象庁や海外の数値予報センターで初期値解析に用いる AMV データのフィルタリングに使用されている。QI は，A-B 及び B-C ベクトルの比較に基づく検査（風向差一様性検査（QI_1），風速差一様性検査（QI_2），ベクトル差一様性検査（QI_3），隣り合う AMV との比較に基づいた空間一様性検査（QI_4），及び数値予報風データ（GSM 第一推定値）に対する整合性検査（QI_5）に基づいて算出される。これらの検査の前提となっている仮定は，品質が高い AMV は，①時間とともに速度が急に変化しない雲を追跡して算出されている，②近傍の風ベクトルの性質と大きく異なっていない，③数値予報値の風と大きく異なっていない，ことである。QI は，式（A2.1）の通り，各検査の結果の重み付け平均によって得られる。QI 及び QI_1～QI_5 は 0～1 の範囲の値をとり（1 に近いほど品質が高い），W_1～W_3 及び W_5 が 1，W_4 が 2 と設定されている（表 A2.1 参照）。

$$\mathrm{QI} = \frac{\sum_i W_i QI_i}{\sum_i W_i} \tag{A2.1}$$

以下(a)～(c)で，QI_1～QI_5 の算出式を示す。式中の A，B，C 及び D の値は，表 A2.1 に示す。ここで，式（A2.2）～（A2.6）中の Difference は A-B ベクトルと B-C ベクトルの間の検査要素（例えば，風速差検査では風速）の差，Velocity は式（A2.2）～（A2.5）では B-C ベクトルの風速，式（A2.6）では数値予報風データの風速である。

(a) 時間一様性検査: A-B ベクトルと B-C ベクトルの比較に基づく検査。

風向差検査: $QI_1 = 1 - tanh^D\left(\frac{Difference}{A \times e^{-velocity/B} + C}\right)$

(A2.2)

風速差検査: $QI_2 = 1 - tanh^D\left(\frac{Difference}{Max(A \times Velocity, B) + C}\right)$

(A2.3)

ベクトル差: $QI_3 = 1 - tanh^D\left(\frac{Difference}{Max(A \times Velocity, B) + C}\right)$

(A2.4)

(b) 空間一様性検査: 空間的に隣り合う AMV との比較に基づく検査。

$$QI_4 = 1 - tanh^D\left(\frac{Difference}{Max(A \times Velocity, B) + C}\right)$$

(A2.5)

(c) 予報値整合性検査

GSM 第一推定値の風データを AMV 位置に空間内挿し，AMV と比較して検査する。

$$QI_5 = 1 - tanh^D\left(\frac{Difference}{Max(A \times Velocity, B) + C}\right)$$

(A2.6)

研究業績リスト（副論文を*で示す）

原著論文

*1. Oyama, R., M. Sawada, and K. Shimoji, 2018: Diagnosis of Tropical Cyclone Intensity and Structure Using Upper Tropospheric Atmospheric Motion Vectors. *J. Meteor. Soc. Japan*, **96B**, 3–26.

*2. Oyama, R., 2017: Relationship between Tropical Cyclone Intensification and Cloud-top Outflow Revealed by Upper-Tropospheric Atmospheric Motion Vectors. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **56**, 2801–2819.

*3. Oyama, R., A. Wada, and M. Sawada, 2016: Intensification of Typhoon Danas (1324) Captured by MTSAT Upper Tropospheric Atmospheric Motion Vectors. *SOLA*, **12**, 135−139.

4. Bessho, K., K. Date, M. Hayashi, A. Ikeda, T. Imai, H. Inoue, Y. Kumagai, T. Miyakawa, H. Murata, T. Ohno, A. Okuyama, R. Oyama, Y. Sasaki, Y. Shimazu, K. Shimoji, Y. Sumida, M. Suzuki, H. Taniguchi, H. Tsuchiyama, D. Uesawa, H. Yokota, and R. Yoshida, 2016: An Introduction to Himawari-8/9 - Japan's New-Generation Geostationary Meteorological Satellites. *J. Meteor. Soc. Japan*, **94**, 151–183.

5. 小山　亮, 2015: MTSAT ラピッドスキャン観測データを用いて算出された台風領域の上層大気追跡風の特性. *天気*, **62**, 881–894.

6. Oyama, R., 2014: Estimation of Tropical Cyclone Central Pressure from Warm Core Intensity Observed by the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A). *Pap. Meteor. Geophys.,* **65**, 35–56.

7. Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.

8. Onogi, K., H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, J. Tsutsui, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, S. Kadokura, and K. Wada, 2005: JRA-25: Japanese 25-year Re-Analysis Project

– Progress and Status. *Quart. J. R. Meteorol.*, **131**, 3259–3268.

9. Takeda, T., and R. Oyama, 2003: Periodic Time Variation of Low-TBB Cloud Area in Typhoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1497–1503.

技術報告

1. Oyama, R., K. Nagata, H. Kawada, and N. Koide, 2016: Development of A Product Based on Consensus between Dvorak and AMSU Tropical Cyclone Central Pressure Estimates at JMA, *RSMC Tokyo Technical Review,* **18**.
2. 北畠尚子, 小山　亮, 嶋田宇大, 櫻木智明, 沢田雅洋, 2015 : 2012 年・2013 年に日本に接近・上陸した台風の概要と特性. *気象研究所技術報告*, **75**.
3. Oyama, R., 2014: Algorithm and Validation of A Tropical Cyclone Central Pressure Estimation Method Based on Warm Core Intensity as Observed Using the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A). *RSMC Tokyo Technical Review*, **16**.
4. Oyama, R., 2010: Upgrade of Atmospheric Motion Vector Derivation Algorithms at JMA/MSC. *Meteorological Satellite Center Tech. Note*, **54**, 1–31.
5. 今井崇人, 小山　亮, 2008: 大気追跡風の品質向上へ向けた開発. *気象衛星センター技術報告*, **51**, 41–55.
6. Oyama, R., 2007: Characteristics and Effectiveness of Atmospheric Motion Vector Product (AMV) in Japanese-long-term Reanalysis Project (JRA-25). *Meteorological Satellite Center Tech. Note*, **48**, 1–36.
7. 西村修司, 加藤浩司, 毛利浩樹, 浅野準一, 斉藤貞夫, 吉田資朗, 遠藤 剛, 大坪康平, 志水菊広, 小山　亮, 2007: マイクロ波衛星画像を利用した熱帯擾乱解析. *気象衛星センター技術報告*, **49**, 91–125.

その他報告書

1. 小山　亮, 2017: 衛星観測による台風強化と内部コア対流活動の関係に関する統計調査. 台風研究会報告書, 京都大学防災研究所, 5–8.
2. 小山　亮, 2014: MTSAT ラピッドスキャン観測により得られた台風領域の上層風の精度検証. 第 56 回学術講演会論文集, 日本リモートセンシング学会, 101–102.

3. 小山　亮, 北畠尚子, 2014: 2011 年台風第 15 号（Roke）の急発達時にみられた構造変化と環境場の特徴. 台風研究会報告書, 京都大学防災研究所, 24–28.

国際会議（Proceedings 有り）

1. Oyama, R., and K. Shimoji, 2017: An Application of Upper Tropospheric Atmospheric Motion Vectors Derived from Himawari-8 Super Rapid Scans to Tropical Cyclone Nowcasting. *Proceedings of EUMETSAT Meteorological Satellite Conference 2017*, Rome, Italy.
2. Oyama, R., 2010: Recent Upgrades of and Activities for Atmospheric Motion Vectors at JMA/MSC. *Proceedings of 10th International Winds Workshop*, The Coordination Group for Meteorological Satellites (CGMS)/WMO, Tokyo, Japan.
3. Hoshino, S., K. Shimoji, R. Oyama, and T. Nakazawa, 2010: Verification of AMVs in the T-PARC period. *Proceedings of 10th International Winds Workshop*, CGMS/WMO, Tokyo, Japan.
4. Oyama, R., R. Borde, J. Schmetz, and T. Kurino, 2008: Development of AMV Height Assignment Directly Linked to Feature Tracking at JMA. *Proceedings of 9th International Winds Workshop*, CGMS/WMO, Annapolis, USA.
5. Borde, R., and R. Oyama, 2008: A Direct Link between Feature Tracking and Height Assignment of Operational Atmospheric Motion Vectors. *Proceedings of 9th International Winds Workshop*, CGMS/WMO, Annapolis, USA.
6. Oyama, R., and K. Shimoji, 2008: Status of and Future Plans for JMA's Atmospheric Motion Vectors. *Proceedings of 9th International Winds Workshop*, CGMS/WMO, Annapolis, USA.
7. Oyama, R., M. Sakamoto, M. Tokuno, N. Ohkawara, S. Kobayashi, T. Matsumoto, H. Koide, K. Onogi, and T. Ose, 2006: Impact of Wind Derived from Satellite on Ongoing Japanese Long-term Reanalysis Project (JRA-25). *Extended abstract of 86th Annual meeting, 10th symposium on IOAAS-AOLS*, American Meteorological Society, Atlanta, USA.

国際会議（Proceedings 無し）

1. Oyama, R, K. Shimoji, and K. Okamoto, 2017: Use of Upper Tropospheric Atmospheric Motion Vectors Derived from Himawari-8 Super Rapid Scans for Tropical Cyclone Nowcasting. *Asia Oceania Geosciences Society 14th Annual Meeting (AOGS2017)*, Singapore.
2. Oyama, R., K. Shimoji, and A. Wada, 2017: Short Time-scale Variation in Structure and Intensity of Typhoon Lionrock (1610) Revealed by Himawari-8 Super Rapid Scan Observations. *Asia Oceania Geosciences Society 14th Annual Meeting (AOGS2017)*, Singapore.
3. Oyama, R., 2016: Relationship between Latent Heating and Tropical Cyclone Warm Core Structure Analyzed Using Satellite-based Products. *Joint American Meteorological Society (AMS) 21st Satellite Meteorology, Oceanography and Climatology Conference and 20th AMS Conference on Air-Sea Interaction*, American Meteorological Society, Madison, USA.
4. Oyama, R., and K. Kato, 2016: TC intensity Estimation Using Satellite Data at JMA. *Second International Workshop on Satellite Analysis of Tropical Cyclones (IWSATC-2)*, WMO, Hawaii, USA.
5. Oyama, R., K. Shimoji, and M. Sawada, 2015: Use of Upper-tropospheric Atmospheric Motion Vectors (AMV) for Diagnosing Tropical Cyclone Intensity. *The Sixth Asia/Oceania Meteorological Satellite Users' Conference*, Tokyo, Japan.
6. Oyama, R., 2015: Japanese New Generation Geostationary Meteorological Satellites Himawari-8/9 and Their Products for Severe Weather Monitoring and Forecasting. *Third Joing Session, Panes on Tropical Cyclones, Typhoon Committee*, ESCAP/WMO, Bangkok, Thailand.
7. Oyama, R., 2014: Microwave-TC Intensity Estimation, *Workshop on Effective Tropical Cyclone Warning inSoutheast Asia*, JMA/WMO, Tokyo, Japan.
8. Oyama, R., and A. Wada, 2013: Analysis of Tropical Cyclone Warm Core Structure by Using The Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) Data, *Japan Geoscience Union Meeting 2013 (JpGU2013)*, Chiba, Japan.

表のリスト

表 1.1　運輸多目的衛星（MTSAT）と気象衛星ひまわり 8 号の観測仕様の違い（Bessho et al. 2016）。

表 4.1　第 4 章で対象とした台風の諸元及び解析結果。R30，VWS，r，及び NCB は，それぞれ，発達期における 30 kt 最小半径，半径 600 km 内の風の鉛直シア（200 hPa－850 hPa），UMaxOutflow と TB_C200 の時系列間の相関係数，及び対流バースト（CB）の発生数。

表 4.2　第 4 章で使用したデータのリスト。

表 4.3　高度 100～300 hPa の MTSAT AMV (QI > 0.3)の DOTSTAR で得られたドロップゾンデ風による検証結果。検証に用いられた台風は，Typhoons Meari (1105)，Roke (1115)，Talim (1205)，Saola (1209)，Jelawat (1217)，Kong-rey (1315)，Fitow (1323)，Matmo (1410)，及び Fung-wong (1416)である。表中の半径は，ベストトラック中心位置と AMV データの位置の距離。

表 4.4　SSMIS の PCT91 で観測された，対流バーストが検出された時刻の半径 150 km 内の降水分布の方位角方向の波数 1 成分（単位: K^2）。発達期に，対流バーストが複数検出された台風を対象としている。ハイフンは，半径 150 km 内の SSMIS のデータの被覆率不足により，解析結果が得られなかったことを示している。

表 4.5　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）を対象として求めた，TB_C200 及び UMaxOutflow の時系列間の相関係数（r）の (a) 30 kt 最小半径（R30），(b) 風の鉛直シア（VWS），及び (c) 発達期の長さ，に対する依存性。

表 4.6　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）を対象として求めた，最大発達率（最大風速の前 24 時間変化: IntRate; $m\ s^{-1}\ day^{-1}$）及び時間差 T1（UMaxOutflow の最大が出現した時刻－台風発生時刻）に対する台風の頻度分布。

表 4.7　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）を対象として求めた，最大発達率（最大風速の前 24 時間変化: IntRate; $m\ s^{-1}\ day^{-1}$）及び時間差 T2（最大発達率が出現した時刻－UMaxOutflow の最大が出現した時刻）に対する台風の頻度分布。

表 4.8　表 4.7 と同様の表であるが，(a) 発達期に対流バーストを伴った台風（CB グループ; 31 個），(b) 伴わなかった台風（Non-CB グループ; 13 個）に分けて作成した表。

表 4.9　発達期に対流バーストを伴った台風（CB グループ; 31 個）と伴わなかった台

風（Non-CB グループ; 13 個）の平均 30 kt 最小半径（R30）
表 5.1　第 5 章で対象とした台風の諸元。(a) 2011 年，(b) 2012 年，(c) 2013 年，(d) 2014 年，及び (e) 2015～2016 年。MT（H8）の表記は，該当年の AMV が，MTSAT（ひまわり 8 号）の観測データを用いて算出されたことを示す。
表 5.2　第 5 章で使用したデータのリスト。
表 5.3　第 5 章で使用したパラメータの定義のリスト。
表 5.4　2011～2014 年の 44 個の台風（表 5.1）を対象として求めた，ベストトラック最大風速と，上層 AMV を用いて求めた各半径（図 2.2）の方位角平均接線風に基づくパラメータの間の相関係数。観測データ数は 1016。
表 5.5　Goni (1515) の 2015 年 8 月 15 日～25 日で, 共通の地点で算出された MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の, 風速, 接線風, 動径風, 及びデータ数に関する比較。(a) WV AMV，(b) IR AMV。
表 A2.1　QI 算出のための式（A2.1）－（A2.6）における係数 A～D の設定値。

図のリスト

図 1.1　熱帯低気圧の存在数（／10 年）（1979～2007 年統計）（Knapp et al. 2010)。
図 1.2　熱帯低気圧の内部構造の模式図（米国海洋大気庁（NOAA）のサイト（https://www.weather.gov/jetstream/tc_structure）から引用)。
図 1.3　10 年分の航空機ゾンデ観測のコンポジットにより得られた, ハリケーン内部の (a) 接線風，(b)動径風の半径－高度分布（Frank 1977)。
図 1.4　レーダーで観測された熱帯低気圧の降水分布の模式図（Houze 2010)。
図 1.5　軸対称非静力学モデルを用いた数値シミュレーションで得られた最大風速半径（太丸）を通過する空気塊の流跡線（黒太線)。(a) 湿潤エントロピー，(b) 絶対角運動量（Bryan and Rotunno 2009)。
図 1.6　静止気象衛星ひまわり 8 号の観測領域（Bessho et al. 2016)。
図 1.7　MTSAT-1R の 5 分間隔の画像を使用して算出された AMV（400 hPa 面よりも上，QI > 0.3）の例（小山 2015)。事例は，Ma-on (1106)（2011 年 6 月 18 日 0914 UTC)。(a) 赤外画像（観測波長: 10.8 μm）を用いて算出された IR AMV，(b) 水蒸気画像（観測波長: 6.8 μm）を用いて算出された WV AMV。

図 2.1　SSMIS の PCT91 を用いた，内部コア降水分布の方位角方向の波数 1 成分の導出の説明図（Danas (1324)の 2013 年 10 月 5 日 0816 UTC）。円が半径 150 km，白矢印が北からの角度を示す。

図 2.2　Danas (1324) の 2013 年 10 月 5 日 0000 UTC を例とした，UMaxWind 及び UMaxOutflow の算出の説明図。UMaxWind（UMaxOutflow）は，台風中心（+）から，半径 50 km（又は 100 km）～300 km（赤色円）内の各半径において方位角平均（半径±50 km 内）した接線風（動径風）の最大値と定義した。青矢印は MTSAT の上層 AMV，背景は MTSAT-2 の水蒸気バンドの TB。

図 3.1　Danas (1324) の経路 (黒線: 台風期間 (風速 34 kt 以上)，緑線: TD の期間)，2013 年 10 月 4 日の海面水温（等値線），及び MGDSST 海面水温偏差（シェード，1981～2010 年平均からの差）。黒丸，白丸は，それぞれ 0000 及び 1200 UTC。

図 3.2　(a) Danas (1324) のベストトラック強度（中心気圧，最大風速），(b) 風の鉛直シア（VWS），及び PCT91 を用いて算出した内部コア降水分布の方位角方向の波数 1 及び 2 成分，(c) 半径 200 km 内平均赤外 TB，UMaxWind，及び UMaxOutflow の前 12 時間変化，(d) 上層 AMV の接線風を用いて算出した内部コアの慣性安定度。

図 3.3　SSMS の PCT91 によって観測された Danas (1324) の降水分布。図中の円は，台風の中心から半径 150 km を示す。

図 3.4　Danas (1324) の中心から半径 200，300，及び 400 km 内の CAPE の時系列。

図 3.5　Danas (1324) について，(a) MTSAT-2 の赤外 TB，上層 AMV（QI > 0.3）を用いて半径幅±50 km で方位角平均して求めた，(b) 接線風及び (c) 動径風の半径－時間断面図。パネル（c）中の O1，O2，及び O3 は，2 つの対流バースト（CB1 及び CB2）と CDO の形成にそれぞれ対応している（第 3.2.2 項）

図 3.6　Danas (1324) の中心から 10 度×10 度領域の MTSAT の上層 AMV（QI > 0.3）の風ベクトル（矢印）及び高度（シェード）の水平分布。

図 4.1　MTSAT の上層 AMV を用いて調査した雲頂高度のアウトフロー（図中の Process D）と，これに関連するプロセスを要約した図。赤矢印は二次循環を構成する大気の流れ，青矢印は一次循環を示す。壁雲内の深い対流と暖気核は，それぞれ，灰色とピンクで示す。

図 4.2　第 4 章で対象とした台風の経路。(a) 2011 年，(b) 2012 年，(c) 2013 年，及び

(d) 2014 年。経路は，Tropical Depression (TD) の期間から最盛期の開始までを示している。黒，青，緑，及び赤線は，TD，Tropical Storm (TS)，Severe Tropical Storm (STS)，及び Typhoon (TY) 期間を示す。台風の諸元及び解析結果は，表 4.1 を参照。

図 4.3　Danas (1324) の TD 期間から衰弱期の TB_C200 及び最大風速の時系列。図中の 3 つの CB は，TB_C200 が 12 時間で 20 K 以上低下し，かつ 238 K（図中太破線）以下となった連続する対流活動として検出。

図 4.4　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，最大発達率（最大風速の前 24 時間変化; m s^{-1} day^{-1}）と（a）CB の持続時間，（b）CB の TB_C200 最低値の散布図。（c）発達期に CB が発生していた 31 個の台風に対する，CB の持続期間と TB_C200 最低値の散布図。

図 4.5　Roke (1115) の(a) ベストトラック最大風速及び中心気圧，(b) TB_C200 及び UMaxOutflow の時系列。パネル（b）内の太破線は，TB_C200 = 238 K を示す。

図 4.6　Roke (1115) を中心とした 14 度×14 度領域内の MTSAT 赤外バンド輝度温度の分布図。(a) 2011 年 9 月 17 日 0000 UTC，(b) 2011 年 9 月 17 日 0900 UTC。

図 4.7　Roke (1115) を中心とした 8 度×8 度領域内の 100～300 hPa 面内の MTSAT AMV（QI > 0.3）の風ベクトル及び高度。(a) 2011 年 9 月 16 日 1800 UTC（CB 開始時頃），(b)2011 年 9 月 17 日 0600 UTC（CB 終了時頃）。

図 4.8　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，台風の発達期の UMaxOutflow と TB_C200 の間の平均ラグ相関。エラーバーは標準偏差を示す。

図 4.9　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，台風の生涯最大強度（又は最大発達率）と UMaxOutflow（又は半径 200 km 内平均雲頂高度（CTH））の間の散布図。(a) 生涯最大強度と UMaxOutflow，(b) 生涯最大強度と CTH，(c) 最大発達率と UMaxOutflow，(d) 最大発達率と CTH。

図 4.10　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，最大発達率と UMaxOutflow（発達期最大／平均）の散布図。(a) 発達期に CB を伴った 31 個の台風（CB グループ），(b) CB を伴わなかった 13 個の台風（Non-CB グループ）。

図 4.11　最大発達率（m s^{-1} day^{-1}）毎に統計した，台風中心から半径 200 km 内の潜熱加熱率の平均鉛直プロファイル。青，緑，オレンジ，及び赤のグラフは，それぞれ，最大発達率が 15 m s^{-1} day^{-1} 以上，10～15 m s^{-1} day^{-1}，5～10 m s^{-1} day^{-1}，及び 0

～5 m s^{-1} day^{-1} の台風に対応する。

図 4.12　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，発達期の UMaxOutflow と発達率（最大風速の前 24 時間変化: IntRate）のラグ相関（●印付のグラフ）と，相関算出に用いたデータの数（×印付のグラフ）。

図 5.1　第 5 章で対象とした台風の経路。(a) 2011 年，(b) 2012 年，(c) 2013 年，(d) 2014 年，及び(e) 2015 年及び 2016 年。黒色，青色，緑色，及び赤色は，それぞれ，Tropical Depression (TD)，Tropical Storm (TS)，Severe Tropical Storm (STS)，及び Typhoon (TY) の期間を示す。台風の諸元及び解析結果は，表 5.1 を参照。

図 5.2　2011～2014 年の 44 個の台風（表 5.1）に対する，AMV 観測数，Rumw，Ruout，R30，及び Ruout－Rumw の(a) ベストトラック最大風速，(b) 発達率（最大風速の前 24 時間変化: IRATE）に対する依存性。Rumw 及び Ruout は 6 時間毎の MTSAT 上層 AMV を用いて算出。

図 5.3　2011～2014 年の 44 個の台風（表 5.1）に対する，MTSAT AMV の 6 時間間隔の UMaxWind（x 軸）とベストトラック最大風速（y 軸）の散布図。観測データ数は 1064。点線，実線は，それぞれ，一次回帰式，二次回帰式に基づく近似曲線を示す。R2 は，それぞれの回帰式の決定係数，r は相関係数を示す。

図 5.4　Goni (1515) の領域の MTSAT の WV AMV とひまわり 8 号の WV AMV の空間分布。時刻は，2015 年 8 月 23 日 1800 UTC。

図 5.5　Goni (1515) の中心から 6 度×6 度の領域における，AMV データ（QI > 0.3）の出現頻度。2015 年 8 月 15 日～8 月 25 日の期間内の 0000，0600，1200，及び 1800 UTC で統計。グリッド値が 100 %の場合，グリッド上の 0.25 度×0.25 度ボックス内で，AMV データが 44 回（全ての観測時刻）出現したことを意味する。

図 5.6　Goni (1515)の領域内で算出された上層 AMV の接線成分の半径－時間断面図。(a) MTSAT AMV（6 時間間隔），(b)ひまわり 8 号 AMV（30 分間隔）。

図 5.7　Goni (1515) の領域で算出された上層 AMV の動径成分に対する図である以外，図 5.6 と同様の図。

図 5.8　Goni (1515)を用いた解析結果。(a) MTSAT AMV 及びひまわり 8 号 AMV から求めた UMaxWind，ベストトラック最大風速，ドボラック法で推定した最大風速，(b) MTSAT AMV 及びひまわり 8 号 AMV から求めた UMaxOutflow，半径 200km 内で平均したひまわり 8 号の赤外バンド TB（IRTB_R200）。

図 5.9　Lionrock（1610)に対する解析結果。(a) ひまわり 8 号の UMaxWind から二次回帰式（図 5.3）を用いて推定した最大風速，ベストトラック最大風速及び中心気圧，AMSU-A の観測に基づいて推定した中心気圧（第 2.1.7 項），(b) UMaxWind，Rumw の 4 時間移動平均値，及びベストトラック R30，(c) UMaxWind，UMaxOutflow，及び半径 200km 内平均赤外バンド TB（IRTB_R200）。Period-A は，図 5.10，図 5.11，及び図 5.12 で示されている時間帯である。パネル(c)内の黒矢印は，1500 UTC～2300 UTC で，IRTB_R200 が極小になっている時刻である（第 5.5 節で説明）。

図 5.10　ひまわり 8 号のターゲット観測を用いて算出した Lionrock（1610）の領域の上層 AMV（QI > 0.3）の空間分布。図 5.9 の Period-A の期間について示す。UMaxWind は，2016 年 8 月 26 日 0900 UTC に極大となっている（図 5.10c）。

図 5.11　Period-A（図 5.9 で図示）の期間における，Lionrock（1610）の領域の AMSU-A のチャンネル 7（55 GHz 帯，約 250 hPa 面を観測）の輝度温度偏差（台風中心から半径 600～700 km 内の平均からの差）の分布。

図 5.12　Period-A（図 5.9 で図示）の期間における，Lionrock（1610)の領域のひまわり 8 号の赤外バンド（Band13）の TB 分布。パネル(a)～(d)の観測時刻は，図 5.10 のパネル(a)～(d)の時刻に対応している。

図 A1.1　相互相関係数を用いたパターンマッチングによる移動ベクトル算出の模式図（小山 2015）。

表 1.1　運輸多目的衛星（MTSAT）と気象衛星ひまわり 8 号の観測仕様の違い（Bessho et al. 2016）。

	Himawari-8/AHI			MTSAT-2/Imager		
	Band #	Wavelength (μm)	Spatial resolution (km)	Band	Wavelength (μm)	Spatial resolution (km)
Visible	#1	0.47	1			
	#2	0.51				
	#3	0.64	0.5	VIS	0.68	1
Near-infrared	#4	0.86	1			
	#5	1.6	2			
	#6	2.3				
Infrared	#7	3.9		IR4	3.7	4
	#8	6.2		IR3	6.8	4
	#9	6.9				
	#10	7.3				
	#11	8.6				
	#12	9.6				
	#13	10.4		IR1	10.8	4
	#14	11.2				
	#15	12.4		IR2	12.0	4
	#16	13.3				

表 4.1　第 4 章で対象とした台風の諸元及び解析結果。R30，VWS，r，及び NCB は，それぞれ，発達期における 30 kt 最小半径，半径 600 km 内の風の鉛直シア（200 hPa－850 hPa），UMaxOutflow と TB_C200 の時系列間の相関係数，及び対流バースト（CB）の発生数。

JMA typhoon number	Typhoon name	Lifetime Max MSW ($m\ s^{-1}$)	Max intensification rate ($m\ s^{-1}\ day^{-1}$)	Duration of intensification phase (h)	R30 (km)	VWS ($m\ s^{-1}$)	*r*	NCBs
1102	Songda	54.1	15.5	114	217.8	4.8	-0.48	2
1104	Haima	20.6	2.6	24	277.8	8.0	-0.49	1
1105	Meari	30.9	7.7	57	371.2	8.8	-0.80	2
1108	Nock-ten	25.8	5.2	54	240.4	3.9	-0.67	0
1112	Talas	25.8	5.2	108	527.8	5.2	-0.77	2
1115	Roke	43.8	10.3	174	310.5	5.9	-0.81	1
1117	Nesat	41.2	10.3	66	290.4	6.8	-0.71	1
1119	Nalgae	48.9	12.9	78	156.8	4.9	-0.83	1
1202	Sanvu	30.9	7.7	60	200.1	5.3	-0.70	1
1203	Mawar	38.6	10.3	48	216.8	5.2	0.15	1
1204	Guchol	51.5	20.6	72	228.2	8.5	-0.24	2
1205	Talim	25.8	5.2	48	229.4	12.8	-0.30	1
1207	Khanun	25.8	5.2	36	274.8	2.7	-0.78	1
1208	Vicente	41.2	15.5	54	255.4	6.9	-0.07	0
1209	Saola	36.1	10.3	102	531.5	4.5	-0.39	1
1210	Damrey	36.1	7.7	114	238.2	7.0	-0.56	3
1211	Haikui	33.5	7.7	108	347.0	4.2	-0.67	2
1216	Sanba	56.7	20.6	66	350.8	4.1	-0.46	1
1217	Jelawat	56.7	23.2	96	294.3	5.1	-0.53	0
1219	Maliksi	25.8	5.2	42	455.5	2.2	-0.80	1
1221	Prapiroon	46.4	12.9	96	417.8	3.1	-0.73	3
1223	Son-tinh	43.8	15.5	96	357.4	3.8	-0.71	2
1311	Utor	54.1	23.2	42	247.0	4.1	-0.72	1
1312	Trami	30.9	7.7	66	172.5	7.8	-0.51	3
1315	Kong-rey	28.3	5.2	54	229.8	11.3	-0.80	2
1317	Toraji	25.8	5.2	30	165.3	5.0	0.76	0
1318	Man-yi	33.5	7.7	60	419.1	7.2	-0.66	2
1319	Usagi	56.7	20.6	72	370.4	4.8	-0.59	1
1320	Pabuk	30.9	7.7	78	362.9	6.4	-0.81	0
1321	Wutip	33.5	15.5	30	173.0	5.6	-0.80	0
1323	Fitow	38.6	7.7	96	281.2	4.0	-0.44	0
1324	Danas	46.4	12.9	66	222.2	3.2	-0.70	2
1327	Francisco	54.1	15.5	60	294.2	3.6	-0.57	3
1328	Lekima	59.2	28.3	54	256.1	2.8	-0.92	1
1329	Krosa	38.6	10.3	72	222.2	3.3	-0.53	1
1403	Faxai	33.5	7.7	120	251.5	8.7	-0.40	1
1405	Tapah	25.8	7.7	24	97.0	3.9	-0.91	1
1408	Neoguri	51.5	18.0	72	387.4	6.9	-0.39	0
1410	Matmo	36.8	7.7	84	186.0	12.6	-0.52	1
1414	Fengshen	30.9	10.3	36	171.9	8.9	-0.42	0
1415	Kalmaegi	38.6	10.3	90	310.8	9.5	-0.78	0
1416	Fung-wong	23.2	5.2	30	284.1	9.4	-0.51	0
1417	Kammuri	25.8	5.2	48	333.4	3.4	-0.53	0
1420	Nuri	56.7	23.2	60	239.4	0.5	-0.56	0

表 4.2　第 4 章で使用したデータのリスト。

Name	Explanation	Spatial resolution	Temporal resolution
Upper tropospheric AMVs	AMVs at 100–300 hPa levels derived by using MTSAT-2 imagery acquired at 15-min intervals, operationally taken at 0000, 0600, 1200, and 1800 UTC	0.25° latitude and longitude	6 hourly (0000, 0600, 1200, 1800 UTC)
Cloud top temperature of TC inner core	Average brightness temperature of MTSAT-2 IR1 within a radius of 200 km from TC center (TB_C200)	–	Hourly
JMA best track data	TC best-track data from RSMC Tokyo-Typhoon Center (TC position, minimum sea level pressure, and maximum sustained wind, and the smallest radius of 30-kt wind (R30))	–	6 hourly
JRA-55	Japanese 55-year Reanalysis data (Kobayashi et al. 2015)	37 levels from 1 to 1000 hPa, 1.25°	6 hourly
PCT91	Polarization-corrected temperature of 91-GHz channel (PCT91) of SSMIS imager onboard DMSP polar-orbiting satellite	12.5 km	Twice daily per satellite at maximum, three DMSP satellites (F-16, F-17, and F-18) used
TRMM/PR latent heating rate	Latent heating rate profile of JAXA L2H25 (Ver.7) from TRMM/PR, based on the spectral latent heating algorithm using lookup table from TOGA-COARE experiment (Shige et al. 2004, 2007)	19 levels from 0 to 18 km, 5 km horizontal resolution	2–3 times per day at maximum
Dropsonde wind profile data from DOTSTAR	Dropsonde wind profile data of tropical cyclones approaching near Taiwan region obtained by DOTSTAR (Wu et al. 2005)	–	–

表 4.3　高度 100～300 hPa の MTSAT AMV (QI > 0.3)の DOTSTAR で得られたドロップゾンデ風による検証結果。検証に用いられた台風は，Typhoons Meari (1105)，Roke (1115)，Talim (1205)，Saola (1209)，Jelawat (1217)，Kong-rey (1315)，Fitow (1323)，Matmo (1410)，及び Fung-wong (1416)である。表中の半径は，ベストトラック中心位置と AMV データの位置の距離。

	Number of dropsonde observations	Number of collocated AMVs	Mean wind speed of dropsonde (m s^{-1})	Mean vector difference (m s^{-1})	Mean bias (m s^{-1})
0 < radius ≦200 km	4	22	11.0	5.2	-1.9
200 < radius ≦400 km	11	32	8.4	8.2	2.1
400 < radius ≦600 km	10	34	9.1	6.6	0.0
0 < radius ≦600 km	25	88	9.1	6.9	0.4

表 4.4　SSMIS の PCT91 で観測された，対流バーストが検出された時刻の半径 150 km 内の降水分布の方位角方向の波数 1 成分（単位: K^2）。発達期に，対流バーストが複数検出された台風を対象としている。ハイフンは，半径 150 km 内の SSMIS のデータの被覆率不足により，解析結果が得られなかったことを示している。

JMA typhoon number	Number of CBs	1st CB	2nd CB	3rd CB
1102	2	110052	47351	
1112	2	63616	53944	
1115	2	56709	-	
1204	2	70922	43437	
1210	3	66277	35720	3144
1211	2	11132	10243	
1221	3	25313	19712	14111
1223	2	33895	7654	
1312	3	-	-	-
1315	2	164043	86756	
1318	2	110272	2505	
1324	2	29091	66790	
1327	3	56586	25979	10979

表 4.5　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）を対象として求めた，TB_C200 及び UMaxOutflow の時系列間の相関係数（r）の (a) 30 kt 最小半径（R30），(b) 風の鉛直シア（VWS），及び (c) 発達期の長さ，に対する依存性。

(a) Small/Large R30

	R30 < 250 km	250 km ≦R30
Average of *r*	-0.49	**-0.61**
Standard deviation of *r*	0.39	0.14
Number of TCs	19	25

(b) Small/Middle/Large VWS

	VWS < 5 m s^{-1}	5 ≦VWS < 10 m s^{-1}	10 m s^{-1} ≦VWS
Average of *r*	**-0.58**	-0.54	-0.54
Standard deviation of *r*	0.34	0.26	0.25
Number of TCs	21	20	3

(c) Short/Long intensification periods

	Period < 60 h	60 h ≦ Period
Average of *r*	-0.53	**-0.59**
Standard deviation of *r*	0.40	0.16
Number of TCs	21	23

表 4.6　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）を対象として求めた，最大発達率（最大風速の前 24 時間変化: IntRate; m s^{-1} day^{-1}）及び時間差 T1（UMaxOutflow の最大が出現した時刻－台風発生時刻）に対する台風の頻度分布。

	T1 : Time of maximum UMaxOutflow - Time of typhoon formation								
	0–12 h	12–24 h	24–36 h	36–48 h	48–60 h	60–72 h	72–84 h	84–96 h	96 h <
0 < IntRate ≦5 m $s^{-1}day^{-1}$		1							
5 < IntRate ≦10 m $s^{-1}day^{-1}$	5	7	2	2	2	1		1	
10 < IntRate ≦15 m $s^{-1}day^{-1}$	1	3		1	2	1	1		1
15 < IntRate ≦20 m $s^{-1}day^{-1}$	1	4	1						
20 m $s^{-1}day^{-1}$ < IntRate	1		1	3	2				

表 4.7　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）を対象として求めた，最大発達率（最大風速の前 24 時間変化: IntRate; m s^{-1} day^{-1}）及び時間差 T2（最大発達率が出現した時刻－UMaxOutflow の最大が出現した時刻）に対する台風の頻度分布。

	T2 : Time of maximum TC intensification rate - Time of maximum UMaxOutflow								
	< -12 h	-12 – 0 h	0–12 h	12–24 h	24–36 h	36–48 h	48–60 h	60–72 h	72 h <
0 < IntRate ≦5 m $s^{-1}day^{-1}$			1						
5 < IntRate ≦10 m $s^{-1}day^{-1}$	3		4	5	6		1		1
10 < IntRate ≦15 m $s^{-1}day^{-1}$	4		2	2	1				1
15 < IntRate ≦20 m $s^{-1}day^{-1}$			1	1	1		1		2
20 m $s^{-1}day^{-1}$ < IntRate		1	2	1	2			1	

表 4.8　表 4.7 と同様の表であるが，(a) 発達期に対流バーストを伴った台風（CB グループ; 31 個），(b) 伴わなかった台風（Non-CB グループ; 13 個）に分けて作成した表。

(a) CB group

	T2 : Time of maximum TC intensification rate - Time of maximum UMaxOutflow								
	< -12 h	-12 – 0 h	0–12 h	12–24 h	24–36 h	36–48 h	48–60 h	60–72 h	72 h <
0 < IntRate ≦5 m $s^{-1}day^{-1}$			1						
5 < IntRate ≦10 m $s^{-1}day^{-1}$	2		2	4	4		1		1
10 < IntRate ≦15 m $s^{-1}day^{-1}$	3		2	2					1
15 < IntRate ≦20 m $s^{-1}day^{-1}$					1				2
20 m $s^{-1}day^{-1}$ < IntRate		1	2		1			1	

(b) Non-CB group

	T2 : Time of maximum TC intensification rate - Time of maximum UMaxOutflow								
	< -12 h	-12 – 0 h	0–12 h	12–24 h	24–36 h	36–48 h	48–60 h	60–72 h	72 h <
0 < IntRate ≦5 m $s^{-1}day^{-1}$									
5 < IntRate ≦10 m $s^{-1}day^{-1}$	1		2	1	2				
10 < IntRate ≦15 m $s^{-1}day^{-1}$	1				1				
15 < IntRate ≦20 m $s^{-1}day^{-1}$			1	1			1		
20 m $s^{-1}day^{-1}$ < IntRate				1	1				

表 4.9　発達期に対流バーストを伴った台風（CB グループ; 31 個）と伴わなかった台風（Non-CB グループ; 13 個）の平均 30 kt 最小半径（R30）

	Mean R30 (km)	Percentage of TCs with R30 less than 350 km (%)	Percentage of TCs with R30 greater than 350 km (%)
CB group	289.3	71	29
Non-CB group	269.2	85	15

表 5.1　第 5 章で対象とした台風の諸元。(a) 2011 年，(b) 2012 年，(c) 2013 年，(d) 2014 年，及び (e) 2015～2016 年。MT（H8）の表記は，該当年の AMV が，MTSAT （ひまわり 8 号）の観測データを用いて算出されたことを示す。

(a)

JMA typhoon number	Typhoon name	Analysis Period	Lifetime Max MSW (m s^{-1})	Satellite for AMVs
1102	Songda	1200 UTC 21 May — 0600 UTC 29 May	54.1	
1104	Haima	1200 UTC 21 Jun — 1800 UTC 24 Jun	20.6	
1105	Meari	0000 UTC 22 Jun — 0600 UTC 27 Jun	30.9	
1108	Nock-ten	0000 UTC 26 Jul — 0000 UTC 31 Jul	25.8	MT
1112	Talas	0000 UTC 25 Aug — 0600 UTC 05 Sep	25.8	
1115	Roke	0600 UTC 13 Sep — 0600 UTC 22 Sep	43.8	
1117	Nesat	0000 UTC 24 Sep — 1800 UTC 30 Sep	41.2	
1119	Nalgae	1800 UTC 27 Sep — 1800 UTC 04 Oct	48.9	

(b)

JMA typhoon number	Typhoon name	Analysis Period	Lifetime Max MSW (m s^{-1})	Satellite for AMVs
1202	Sanvu	0600 UTC 22 May — 1800 UTC 27 May	30.9	
1203	Mawar	1800 UTC 01 Jun — 0600 UTC 06 Jun	38.6	
1204	Guchol	1200 UTC 13 Jun — 0000 UTC 20 Jun	51.5	
1205	Talim	0600 UTC 17 Jun — 1800 UTC 20 Jun	25.8	
1207	Khanun	0600 UTC 16 Jul — 0000 UTC 19 Jul	25.8	
1208	Vicente	1200 UTC 21 Jul — 1800 UTC 24 Jul	41.2	
1209	Saola	0000 UTC 28 Jul — 0600 UTC 03 Aug	36.1	MT
1210	Damrey	1200 UTC 28 Jul — 1200 UTC 03 Aug	36.1	
1211	Haikui	0000 UTC 03 Aug — 1200 UTC 09 Aug	33.5	
1216	Sanba	0000 UTC 11 Sep — 0000 UTC 18 Sep	56.7	
1217	Jelawat	1800 UTC 20 Sep — 1200 UTC 01 Oct	56.7	
1219	Maliksi	0600 UTC 01 Oct — 0600 UTC 04 Oct	25.8	
1221	Prapiroon	1200 UTC 07 Oct — 1200 UTC 19 Oct	46.4	
1223	Son-tinh	1200 UTC 23 Oct — 0600 UTC 29 Oct	43.8	

(c)

JMA typhoon number	Typhoon name	Analysis Period	Lifetime Max MSW (m s^{-1})	Satellite for AMVs
1311	Utor	1800 UTC 09 Aug — 1200 UTC 15 Aug	54.1	
1312	Trami	0000 UTC 18 Aug — 1800 UTC 22 Aug	30.9	
1315	Kong-rey	0600 UTC 26 Aug — 0000 UTC 30 Aug	28.3	
1317	Toraji	1800 UTC 01 Sep — 0000 UTC 04 Sep	25.8	
1318	Man-yi	0000 UTC 13 Sep — 1200 UTC 16 Sep	33.5	
1319	Usagi	1800 UTC 16 Sep — 0600 UTC 23 Sep	56.7	
1320	Pabuk	0600 UTC 21 Sep — 0000 UTC 27 Sep	30.9	MT
1321	Wutip	0600 UTC 27 Sep — 0000 UTC 01 Oct	33.5	
1323	Fitow	1800 UTC 30 Sep — 0600 UTC 07 Oct	38.6	
1324	Danas	0600 UTC 04 Oct — 0000 UTC 09 Oct	46.4	
1327	Francisco	0600 UTC 16 Oct — 0600 UTC 26 Oct	54.1	
1328	Lekima	1800 UTC 20 Oct — 1200 UTC 26 Oct	59.2	
1329	Krosa	1800 UTC 29 Oct — 0600 UTC 04 Nov	38.6	

表 5.1（続き）

(d)

JMA typhoon number	Typhoon name	Analysis Period			Lifetime Max MSW (m s^{-1})	Satellite for AMVs
1403	Faxai	1200 UTC 28 Feb	—	1800 UTC 05 Mar	33.5	
1405	Tapah	0000 UTC 28 Apr	—	0000 UTC 01 May	25.8	
1408	Neoguri	1800 UTC 03 Jul	—	0000 UTC 11 Jul	51.5	
1410	Matmo	1200 UTC 17 Jul	—	0600 UTC 25 Jul	36.8	
1414	Fengshen	1800 UTC 06 Sep	—	1800 UTC 10 Sep	30.9	MT
1415	Kalmaegi	0600 UTC 12 Sep	—	1200 UTC 17 Sep	38.6	
1416	Fung-wong	1200 UTC 17 Sep	—	0000 UTC 24 Sep	23.2	
1417	Kammuri	1200 UTC 24 Sep	—	0600 UTC 30 Sep	25.8	
1420	Nuri	0000 UTC 31 Oct	—	1800 UTC 06 Nov	56.7	

(e)

JMA typhoon number	Typhoon name	Analysis Period			Lifetime Max MSW (m s^{-1})	Satellite for AMVs
1515	Goni	0000 UTC 15 Aug	—	1200 UTC 25 Aug	48.9	MT/H8
1610	Lionrock	0400 UTC 23 Aug	—	1400 UTC 30 Aug	46.4	H8

表 5.2　第 5 章で使用したデータのリスト。

Name	Explanation	Spatial resolution	Temporal resolution
MTSAT AMVs	AMVs at pressure levels of 100–300 hPa derived by using MTSAT-2 Northern Hemisphere imagery acquired at 15-min intervals, operationally taken at 0000, 0600, 1200, and 1800 UTC	0.25° latitude and longitude	6 hourly (0000, 0600, 1200, 1800 UTC)
Himawari-8 AMVs	AMVs at pressure levels of 100–300 hPa derived by using imagery at 5-min intervals, from the Himawari-8 target observations	0.02° latitude and longitude	30 min
Cloud top temperature of opaque clouds	Brightness temperatures (TBs) of MTSAT IR1 band (10.8 μm) and Himawari-8 Band13 (10.4 μm)	4 km (MTSAT) or 2 km (Himawari-8)	Hourly
JMA best track data	TC best-track data from RSMC Tokyo-Typhoon Center (TC position, central pressure, and maximum sustained wind, and the smallest radius of 30-kt wind (R30))	–	6 hourly
Dvorak analysis data	Central pressure and maximum sustained wind estimated by Dvorak technique at RSMC Tokyo-Typhoon Center	–	6 hourly
JRA-55	Japanese 55-year Reanalysis data (Kobayashi et al. 2015)	37 levels in 1 to 1000 hPa, 1.25° latitude and longitude	6 hourly
Central pressure estimate by AMSU technique	Central pressure estimates from TC warm core intensity observed by 55-GHz bands of Advanced Microwave Sounding Unit -A (AMSU-A) (Oyama 2014)	48 km at sub-satellite point	Twice daily per satellite at maximum, four satellites, MetOp-B and NOAA-15, 18, and 19 used

表 5.3　第 5 章で使用したパラメータの定義のリスト。

Parameter	Explanation
UMaxWind	The maximum of the azimuthal means of tangential wind components of AMVs at pressure levels of 100–300 hPa in six annuli within a radius of 300 km (i.e., 50, 100, 150, 200, 250, and 300 km) from the best-track TC center
UMaxOutflow	The maximum of the azimuthal means of radial wind components of AMVs at pressure levels of 100–300 hPa in six annuli within a radius of 300 km (i.e., 50, 100, 150, 200, 250, and 300 km) from the best-track TC center
Rumw	Radius of UMaxWind
Ruout	Radius of UMaxOutflow
IRTB_R200	Averaged infrared-band brightness temperature (TB) within a radius of 200 km from the TC center

表 5.4　2011～2014 年の 44 個の台風（表 5.1）を対象として求めた，ベストトラック最大風速と，上層 AMV を用いて求めた各半径（図 2.2）の方位角平均接線風に基づくパラメータの間の相関係数。観測データ数は 1016。

Parameter	Correlation with best-track MSWs
UMaxWind	**0.73**
Azimuthal average at radius of 50 km	0.24
Azimuthal average at radius of 100 km	0.58
Azimuthal average at radius of 150 km	0.69
Azimuthal average at radius of 200 km	0.69
Azimuthal average at radius of 250 km	0.65
Azimuthal average at radius of 300 km	0.56

表 5.5　Goni (1515) の 2015 年 8 月 15 日～25 日で，共通の地点で算出された MTSAT AMV とひまわり 8 号 AMV の，風速，接線風，動径風，及びデータ数に関する比較。(a) WV AMV，(b) IR AMV。

(a) WV-AMV

Himawari-8 AMV

Wind speed (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	11.0	12.2	12.3
150–200	12.5	13.8	12.8
200–250	15.4	14.6	12.5
250–300	13.6	14.7	13.0
Total	12.5	13.7	12.6

Tangential wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	6.6	6.8	4.9
150–200	9.5	10.3	7.2
200–250	11.7	10.5	7.2
250–300	6.4	10.5	7.4
Total	8.5	9.5	6.8

Radial wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	4.3	6.8	8.4
150–200	4.6	6.4	8.0
200–250	4.4	5.9	6.5
250–300	5.2	5.7	6.0
Total	4.5	6.3	7.4

Number

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	399	1150	1945
150–200	422	1818	4157
200–250	184	1074	2616
250–300	89	548	1463
Total	1094	4590	10181

MTSAT AMV

Wind speed (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	10.4	13.6	14.2
150–200	11.4	13.7	13.0
200–250	11.7	14.1	12.1
250–300	9.6	11.6	11.9
Total	10.7	13.6	12.6

Tangential wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	6.0	7.8	7.4
150–200	7.2	9.5	6.4
200–250	2.4	9.6	6.1
250–300	3.3	4.9	5.2
Total	6.0	9.0	6.2

Radial wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	4.0	8.6	9.8
150–200	4.2	6.3	8.1
200–250	3.5	4.9	6.9
250–300	3.7	5.1	6.5
Total	4.0	6.5	7.6

Number

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	648	1040	701
150–200	350	2425	4578
200–250	88	924	3834
250–300	9	194	1073
Total	1095	4583	10186

Difference (Himawari-8 – MTSAT)

Wind speed (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	**0.6**	-1.4	-1.9
150–200	**1.1**	**0.2**	-0.3
200–250	**3.7**	**0.4**	**0.4**
250–300	**4.0**	**3.0**	**1.0**
Total	**1.8**	0.0	0.0

Tangential wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	**0.7**	-1.0	-2.6
150–200	**2.3**	**0.7**	**0.8**
200–250	**9.3**	**0.8**	**1.1**
250–300	**3.2**	**5.6**	**2.2**
Total	**2.5**	**0.5**	**0.5**

Radial wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	**0.4**	-1.8	-1.4
150–200	**0.4**	**0.1**	-0.1
200–250	**0.8**	**1.0**	-0.4
250–300	**1.4**	**0.6**	-0.5
Total	**0.5**	-0.2	-0.2

Number

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	-249	**110**	**1244**
150–200	**72**	-607	-421
200–250	**96**	**150**	-1218
250–300	**80**	**354**	**390**
Total	-1	**7**	-5

表 5.5（続き）

(b) IR-AMV

Himawari-8 AMV

Wind speed (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	11.2	13.0	12.5
150–200	12.8	14.2	13.1
200–250	15.7	14.7	13.1
250–300	13.8	15.2	13.3
Total	12.8	14.1	13.0

Tangential wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	7.8	7.4	5.2
150–200	10.0	10.8	7.7
200–250	12.0	10.7	7.7
250–300	7.3	11.0	7.8
Total	9.3	9.9	7.2

Radial wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	4.5	7.6	8.7
150–200	4.5	6.3	8.0
200–250	5.5	5.8	6.6
250–300	4.5	5.6	5.5
Total	4.7	6.4	7.3

Number

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	389	1134	1672
150–200	415	1844	3590
200–250	175	1053	2414
250–300	90	530	1485
Total	1069	4561	9161

MTSAT AMV

Wind speed (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	10.6	13.6	14.0
150–200	11.1	14.3	13.1
200–250	11.6	15.2	12.8
250–300	–	12.8	12.6
Total	10.8	14.1	13.1

Tangential wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	6.5	8.1	6.7
150–200	6.8	10.9	7.0
200–250	3.1	11.1	8.3
250–300	–	6.0	6.4
Total	6.4	9.8	7.3

Radial wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	4.1	8.4	10.0
150–200	4.0	5.3	7.3
200–250	3.2	4.5	5.5
250–300	–	3.5	4.9
Total	4.1	6.4	7.0

Number

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	753	1738	1132
150–200	285	2198	4948
200–250	37	536	2552
250–300	0	72	535
Total	1075	4544	9167

Difference (Himawari-8 – MTSAT)

Wind speed (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	**0.6**	-0.7	-1.5
150–200	**1.7**	-0.2	**0.0**
200–250	**4.1**	-0.5	**0.2**
250–300	–	**2.4**	**0.6**
Total	**2.0**	0.0	-0.1

Tangential wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	**1.4**	-0.7	-1.5
150–200	**3.3**	-0.1	**0.6**
200–250	**8.9**	-0.4	-0.6
250–300	–	**5.0**	**1.4**
Total	**2.9**	**0.2**	-0.1

Radial wind (m s^{-1})

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	**0.4**	-0.7	-1.4
150–200	**0.5**	**1.0**	**0.7**
200–250	**2.3**	**1.3**	**1.1**
250–300	–	**2.1**	**0.6**
Total	**0.6**	**0.1**	**0.4**

Number

height (hPa)	*radius (km)* 0–100	100–200	200–300
100–150	-364	-604	**540**
150–200	**130**	-354	-1358
200–250	**138**	**517**	-138
250–300	**90**	**458**	**950**
Total	-6	**17**	-6

表 A2.1　QI 算出のための式（A2.1）－（A2.6）における係数 A～D の設定値。

	A	B	C	D	Wi
QI1	20.0	10.0	10.0	4.0	1
QI2	0.2	0.0	1.0	3.0	1
QI3	0.2	0.0	1.0	3.0	1
QI4	0.2	0.0	1.0	3.0	2
QI5	0.4	0.0	1.0	2.0	1

図 1.1　熱帯低気圧の存在数（／10 年）（1979～2007 年統計）（Knapp et al. 2010）。

図 1.2　熱帯低気圧の内部構造の模式図（米国海洋大気庁（NOAA）のサイト（https://www.weather.gov/jetstream/tc_structure）から引用）。

(a)

FIG. 9. Two-dimensional cross section of V_θ (m s^{-1}) in stationary (NAT) coordinates. Positive numbers denote cyclonic flow.

(b)

FIG. 12. Two-dimensional vertical profile of radial winds V_r (m s^{-1}) at r=2°, 4°, 6° and 12°.

図 1.3　10 年分の航空機ゾンデ観測のコンポジットにより得られた，ハリケーン内部の(a)接線風，(b)動径風の半径－高度分布（Frank 1977）。

FIG. 30. Schematic illustration of radar reflectivity in a Northern Hemisphere tropical cyclone with a double eyewall. (Adapted liberally from Willoughby 1988.)

図 1.4　レーダーで観測された熱帯低気圧の降水分布の模式図（Houze 2010）。

図 1.5　軸対称非静力学モデルを用いた数値シミュレーションで得られた最大風速半径（太丸）を通過する空気塊の流跡線（黒太線）。(a) 湿潤エントロピー，(b) 絶対角運動量（Bryan and Rotunno 2009）。

図 1.6　静止気象衛星ひまわり 8 号の観測領域（Bessho et al. 2016）。

図 1.7　MTSAT-1R の 5 分間隔の画像を使用して算出された AMV（400 hPa 面よりも上，QI > 0.3）の例（小山 2015）。事例は，Ma-on (1106)（2011 年 6 月 18 日 0914 UTC）。(a) 赤外画像（観測波長: 10.8 μm）を用いて算出された IR AMV，(b) 水蒸気画像（観測波長: 6.8 μm）を用いて算出された WV AMV。

図 2.1　SSMIS の PCT91 を用いた，内部コア降水分布の方位角方向の波数 1 成分の導出の説明図（Danas (1324)の 2013 年 10 月 5 日 0816 UTC）。円が半径 150 km，白矢印が北からの角度を示す。

図 2.2　Danas (1324) の 2013 年 10 月 5 日 0000 UTC を例とした，UMaxWind 及び UMaxOutflow の算出の説明図。UMaxWind（UMaxOutflow）は，台風中心（+）から，半径 50 km（又は 100 km）～300 km（赤色円）内の各半径において方位角平均（半径±50 km 内）した接線風（動径風）の最大値と定義した。青矢印は MTSAT の上層 AMV，背景は MTSAT-2 の水蒸気バンドの TB。

図 3.1　Danas (1324) の経路（黒線: 台風期間（風速 34 kt 以上），緑線: TD の期間），2013 年 10 月 4 日の海面水温（等値線），及び MGDSST 海面水温偏差（シェード，1981～2010 年平均からの差）。黒丸，白丸は，それぞれ 0000 及び 1200 UTC。

図 3.2　(a) Danas (1324) のベストトラック強度（中心気圧，最大風速），(b) 風の鉛直シア（VWS），及び PCT91 を用いて算出した内部コア降水分布の方位角方向の波数 1 及び 2 成分，(c) 半径 200 km 内平均赤外 TB，UMaxWind，及び UMaxOutflow の前 12 時間変化，(d) 上層 AMV の接線風を用いて算出した内部コアの慣性安定度。

図 3.3　SSMS の PCT91 によって観測された Danas (1324) の降水分布。図中の円は，台風の中心から半径 150 km を示す。

図 3.4　Danas (1324)の中心から半径 200，300，及び 400 km 内の CAPE の時系列。

図 3.5　Danas (1324) について，(a) MTSAT-2 の赤外 TB，上層 AMV（QI > 0.3）を用いて半径幅±50 km で方位角平均して求めた，(b) 接線風及び (c) 動径風の半径－時間断面図。パネル（c）中の O1，O2，及び O3 は，2 つの対流バースト（CB1 及び CB2）と CDO の形成にそれぞれ対応している（第 3.2.2 項）。

図 3.6　Danas (1324) の中心から 10 度×10 度領域の MTSAT の上層 AMV（QI > 0.3）の風ベクトル（矢印）及び高度（シェード）の水平分布。

図 4.1　MTSAT の上層 AMV を用いて調査した雲頂高度のアウトフロー（図中の Process D）と，これに関連するプロセスを要約した図。赤矢印は二次循環を構成する大気の流れ，青矢印は一次循環を示す。壁雲内の深い対流と暖気核は，それぞれ，灰色とピンクで示す。

図 4.2　第 4 章で対象とした台風の経路。(a) 2011 年，(b) 2012 年，(c) 2013 年，及び (d) 2014 年。経路は，Tropical Depression (TD) の期間から最盛期の開始までを示している。黒，青，緑，及び赤線は，TD，Tropical Storm (TS)，Severe Tropical Storm (STS)，及び Typhoon (TY) 期間を示す。台風の諸元及び解析結果は，表 4.1 を参照。

図 4.3　Danas (1324) の TD 期間から衰弱期の TB_C200 及び最大風速の時系列。図中の 3 つの CB は，TB_C200 が 12 時間で 20 K 以上低下し，かつ 238 K（図中太破線）以下となった連続する対流活動として検出。

図 4.4　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，最大発達率（最大風速の前 24 時間変化; m s^{-1} day^{-1}）と（a）CB の持続時間，（b）CB の TB_C200 最低値の散布図。（c）発達期に CB が発生していた 31 個の台風に対する，CB の持続期間と TB_C200 最低値の散布図。

図 4.5　Roke (1115) の(a) ベストトラック最大風速及び中心気圧，(b) TB_C200 及び UMaxOutflow の時系列。パネル（b）内の太破線は，TB_C200 = 238 K を示す。

図 4.6　Roke (1115) を中心とした 14 度×14 度領域内の MTSAT 赤外バンド輝度温度の分布図。(a) 2011 年 9 月 17 日 0000 UTC，(b) 2011 年 9 月 17 日 0900 UTC。

図 4.7　Roke (1115) を中心とした 8 度×8 度領域内の 100～300 hPa 面内の MTSAT AMV（QI > 0.3）の風ベクトル及び高度。(a) 2011 年 9 月 16 日 1800 UTC（CB 開始時頃），(b)2011 年 9 月 17 日 0600 UTC（CB 終了時頃）。

図 4.8　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，台風の発達期の UMaxOutflow と TB_C200 の間の平均ラグ相関。エラーバーは標準偏差を示す。

図 4.9　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，台風の生涯最大強度（又は最大発達率）と UMaxOutflow（又は半径 200 km 内平均雲頂高度（CTH））の間の散布図。(a) 生涯最大強度と UMaxOutflow，(b) 生涯最大強度と CTH，(c) 最大発達率と UMaxOutflow，(d) 最大発達率と CTH。

図 4.10　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，最大発達率と UMaxOutflow（発達期最大／平均）の散布図。(a) 発達期に CB を伴った 31 個の台風（CB グループ），(b) CB を伴わなかった 13 個の台風（Non-CB グループ）。

図 4.11　最大発達率（m s^{-1} day^{-1}）毎に統計した，台風中心から半径 200 km 内の潜熱加熱率の平均鉛直プロファイル。青，緑，オレンジ，及び赤のグラフは，それぞれ，最大発達率が 15 m s^{-1} day^{-1} 以上，10～15 m s^{-1} day^{-1}，5～10 m s^{-1} day^{-1}，及び 0～5 m s^{-1} day^{-1} の台風に対応する。

図 4.12　2011～2014 年の 44 個の台風（表 4.1）に対する，発達期の UMaxOutflow と発達率（最大風速の前 24 時間変化: IntRate）のラグ相関（●印付のグラフ）と，相関算出に用いたデータの数（×印付のグラフ）。

図 5.1　第 5 章で対象とした台風の経路。(a) 2011 年，(b) 2012 年，(c) 2013 年，(d) 2014 年，及び(e) 2015 年及び 2016 年。黒色，青色，緑色，及び赤色は，それぞれ，Tropical Depression (TD)，Tropical Storm (TS)，Severe Tropical Storm (STS)，及び Typhoon (TY) の期間を示す。台風の諸元及び解析結果は，表 5.1 を参照。

図 5.2　2011～2014 年の 44 個の台風（表 5.1）に対する，AMV 観測数，Rumw，Ruout，R30，及び Ruout－Rumw の(a) ベストトラック最大風速，(b) 発達率（最大風速の前 24 時間変化: IRATE）に対する依存性。Rumw 及び Ruout は 6 時間毎の MTSAT 上層 AMV を用いて算出。

図 5.3　2011～2014 年の 44 個の台風（表 5.1）に対する，MTSAT AMV の 6 時間間隔の UMaxWind（x 軸）とベストトラック最大風速（y 軸）の散布図。観測データ数は 1064。点線，実線は，それぞれ，一次回帰式，二次回帰式に基づく近似曲線を示す。R2 は，それぞれの回帰式の決定係数，r は相関係数を示す。

図 5.4　Goni (1515) の領域の MTSAT の WV AMV とひまわり 8 号の WV AMV の空間分布。時刻は，2015 年 8 月 23 日 1800 UTC。

図 5.5　Goni (1515) の中心から 6 度×6 度の領域における，AMV データ（QI > 0.3）の出現頻度。2015 年 8 月 15 日～8 月 25 日の期間内の 0000，0600，1200，及び 1800 UTC で統計。グリッド値が 100 %の場合，グリッド上の 0.25 度×0.25 度ボックス内で，AMV データが 44 回（全ての観測時刻）出現したことを意味する。

図 5.6　Goni (1515)の領域内で算出された上層 AMV の接線成分の半径－時間断面図。(a) MTSAT AMV（6 時間間隔），(b)ひまわり 8 号 AMV（30 分間隔）。

図 5.7　Goni (1515) の領域で算出された上層 AMV の動径成分に対する図である以外，図 5.6 と同様の図。

図 5.8　Goni (1515)を用いた解析結果。(a) MTSAT AMV 及びひまわり 8 号 AMV から求めた UMaxWind，ベストトラック最大風速，ドボラック法で推定した最大風速，(b) MTSAT AMV 及びひまわり 8 号 AMV から求めた UMaxOutflow，半径 200 km 内で平均したひまわり 8 号の赤外バンド TB（IRTB_R200）。

図 5.9　Lionrock (1610)に対する解析結果。(a) ひまわり 8 号の UMaxWind から二次回帰式（図 5.3）を用いて推定した最大風速，ベストトラック最大風速及び中心気圧，AMSU-A の観測に基づいて推定した中心気圧（第 2.1.7 項），(b) UMaxWind，Rumw の 4 時間移動平均値，及びベストトラック R30，(c) UMaxWind，UMaxOutflow，及び半径 200 km 内平均赤外バンド TB（IRTB_R200）。Period-A は，図 5.10，図 5.11，及び図 5.12 で示されている時間帯である。パネル(c)内の黒矢印は，1500 UTC～2300 UTC で，IRTB_R200 が極小になっている時刻である（第 5.5 節で説明）。

図 5.10　ひまわり 8 号のターゲット観測を用いて算出した Lionrock（1610）の領域の上層 AMV（QI > 0.3）の空間分布。図 5.9 の Period-A の期間について示す。UMaxWind は，2016 年 8 月 26 日 0900 UTC に極大となっている（図 5.10c）。

図 5.11　Period-A（図 5.9 中で図示）の期間における，Lionrock (1610) の領域の AMSU-A のチャンネル 7（55 GHz 帯，約 250 hPa 面を観測）の輝度温度偏差（台風中心から半径 600～700 km 内の平均からの差）の分布。

図 5.12　Period-A（図 5.9 で図示）の期間における，Lionrock (1610)の領域のひまわり 8 号の赤外バンド（Band13）の TB 分布。パネル(a)～(d)の観測時刻は，図 5.10 のパネル(a)～(d)の時刻に対応している。

図 A1.1　相互相関係数を用いたパターンマッチングによる移動ベクトル算出の模式図（小山 2015）。