

台風が温帯低気圧化後急速に再発達するときの 構造と環境場

The Structure and Environment in Reintensification of Typhoons after Extratropical Transition

高村奈央・石川裕彦

Nao TAKAMURA and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

Typhoons often reintensify after their transition to extratropical cyclones. In order to analyze the evolution of cyclone structure during reintensification, the typhoons which rapidly reintensified after extratropical transition were examined in view of describing the cyclone phase space (CPS) a recently developed tool to analyze cyclone structure. We found two different patterns of the cyclone evolution after extratropical transition in the CPS. One is characterized by strong cold-core structure (cold-core), and the other by warm-core structure without experiencing strong cold-core structure (warm-seclusion). The cold-core first showed strong cold-core structure, but eventually transformed to warm-core structure. Thus, the difference of two patterns can be said to be the transformation period from extratropical transition to warm-core structure, and is suggested to be related with the trough.

キーワード: 台風, 温帯低気圧, cyclone phase space(CPS)

Keywords: typhoon, extratropical cyclone, cyclone phase space (CPS)

1. はじめに

熱帯低気圧の温帯低気圧化(温低化)の定義は未だ世界で共通したものは存在しない。現在、温低化の定義は衛星画像や総観パターンの解析に大きく依存しており、その決定は主観的になりやすい。その中で Hart (2003) は 1980-1999 年の北西半球の低気圧を調べ、低気圧の構造を客観的に定義するダイアグラムである cyclone phase space (CPS) を提案した。CPS が低気圧及び低気圧のライフサイクルとともに変化することを用いて低気圧の構造変化を客観的に解析できることを示した。Evans and Hart (2003) は、温低化を客観的に診断するために 1979-1993 年に大西洋で温低化した事例について CPS を用いて調べた。そして cyclone parameter によって温低化開始と完了を定義した。また Kitabatake (2011) は、北西太平洋

で温低化した事例について CPS を用いて調べ、CPS による温低化の定義が台風に対して適用できることを示している。

また温低化における構造変化について Hart et al. (2006) は 1998-2003 年に北大西洋で温低化した熱帯低気圧 34 事例について CPS を作成し、対称的な暖気核構造である熱帯低気圧から非対称な寒気核構造である温帯低気圧に変化する過程を数値的に示した。またこの 34 事例を分類し、それぞれについて環境場の違いを調べた。そして温低化後の低気圧の発達は相互作用するトラフのスケールと位置に依存すると述べている。

熱帯低気圧が温帯低気圧に変化すると、災害に対する危機感は弱まるが、温低化後再発達することがしばしばあり、被害がもたらされることがある。台風 9918 号はその典型的な事例で、温低化過程におい

て急激な減衰と再発達を遂げ、低気圧の中心から 600 km 以上離れた所で竜巻が発生し、400 人以上の負傷者と大きな損害を出した。吉野ら (2003; 2004) は、この台風 9918 号の温低化過程に関して、数値予報モデル PSU/NCAR MM5 を用いた再現実験及び Piecewise Potential Vorticity Inversion による診断的解析を行った。台風の減衰期に台風が上層トラフと相互作用し、負渦位アノマリーのアウトフロー雲を形成した。上層の負渦位アノマリーは台風の減衰期には下層台風を弱め、再発達期には上層のジェットストリークの形成に寄与し温低化した台風を発達させた。非断熱加熱による上層の負渦位偏差が台風の強化/弱化のいずれにも影響を及ぼしたと主張している。また台風 0418 号は温低化とともに再発達し、中心から離れた帯広や釧路地方にも強風をもたらした事例である。Kitabatake et al. (2007) はこの台風 0418 号の温低化過程について、衛星観測によるデータを調査、領域客観解析 (RANAL) を用いた診断を行った。この台風が中緯度偏西風帯の対流圏上部起源の擾乱と相互作用し、傾圧性の影響で再発達したことを示している。

このように近年、熱帯低気圧と温帯低気圧を客観的に区別するために CPS が提案され (Hart, 2003), 温低化の定義に CPS が利用されるようになってきている (Evans and Hart, 2003; Kitabatake, 2011)。また温低化過程において熱帯低気圧と中緯度の傾圧帯との相互作用が重要であることが指摘されている。しかし熱帯低気圧の成熟期に関する研究に比べ温低化の研究は未だ少ない。また温低化後の再発達に関しては、傾圧性や、低気圧と上層トラフの相互作用が重要であることが指摘されている。しかし、それらの研究は顕著事例に対する解析がほとんどであり、温低化後の再発達に注目して統計的に調べたものは少ない。このことから温低化及びその後の再発達に関する理解は未だ十分とは言えない。また日本は中緯度に位置していることから、温低化後再発達した低気圧によって被害を受けることがある。このことから北西太平洋で発生する台風の温低化及びその後の再発達に関する理解は、日本の防災において重要であると考えられる。

そこで本研究では、北西太平洋で発生した台風に注目し、温低化後の再発達について統計的に調べ、①温低化から再発達における低気圧の構造変化及び低気圧周辺の大気環境場を理解すること、②その温低化から再発達における低気圧の変化をもたらした要因を解明すること、を目的とした。

以下、第 2 章では本研究で用いた使用データ及び解析手法について述べる。次いで第 3 章では台風の温低化及びその後の再発達に関する気候学的特徴を

示す。第 4 章では温低化後急速に再発達した擾乱の温低化から再発達における構造変化と低気圧周辺の大気循環場について述べ、第 5 章で、その低気圧の変化をもたらした要因について考察した結果を示す。そして第 6 章でまとめ、本研究の結論を述べる。

2. 使用データ・解析手法

2.1 cyclone phase space (CPS)

CPS は B , $-|V_T^L|$, $-|V_T^U|$ の 3 つの cyclone parameter を用いて表される (Hart, 2003)。

パラメータ B は低気圧の対称性を表現する指標で、低気圧の進行方向に向かって右側半円と左側半円のそれぞれで 600hPa 面と 900hPa 面の層厚の平均を計算して、その差で定義される。完全に軸対称構造である熱帯低気圧では $B = 0$ となるが、進行方向の左右で層厚が異なり非対称構造が強まると $B > 0$ となる。Evans and Hart (2003) は大西洋のハリケーンについて、 B の値が 10 を超えたとき温低化が開始すると判定した。パラメータ $-|V_T^L|$ ($-|V_T^U|$) は温度風の関係を用いて低気圧の暖気核構造あるいは寒気核構造を表現する指標で、600 (300) hPa 面と 900 (600) hPa 面の高度偏差の差で定義される。熱帯低気圧では下層でより高度偏差が大きく、 $-|V_T^L| > 0$ となるが、上層でより高度偏差が大きくなると $-|V_T^L| < 0$ となる。Evans and Hart (2003) は $-|V_T^L|$ の値が負となったとき温低化が完了すると判定した。

本研究では JRA-25/JCDAS の 925, 600hPa 面のデータを用いて以下で計算した。

$$B = h \left(\overline{Z_{600\text{hPa}} - Z_{925\text{hPa}}|_R} - \overline{Z_{600\text{hPa}} - Z_{925\text{hPa}}|_L} \right) \quad (1)$$

Z は等圧面高度、バーは半径 500 km の半円の平均、添え字 R , L はそれぞれ右側半円、左側半円を示し、 h は北半球では +1, 南半球では -1 である。

$$\begin{aligned} -|V_T^L| &= \frac{\delta (\Delta Z)}{\delta \ln P} \Big|_{925\text{hPa}}^{600\text{hPa}} \\ &= \frac{(\Delta Z)_{600\text{hPa}} - (\Delta Z)_{925\text{hPa}}}{\ln P_{600\text{hPa}} - \ln P_{925\text{hPa}}} \end{aligned} \quad (2)$$

ΔZ は半径 500 km 内の高度の最大と最小の差である。

本研究では Evans and Hart (2003) に従い、 $B > 10$ になったときを温低化開始、 $-|V_T^L| < 0$ になったときを温低化完了と判定した。

cyclone parameter の計算は、低気圧の中心から半径 500 km の範囲で行ったが、JRA-25/JCDAS データは水平解像度が 1.25° で粗いため、低気圧の中心の位置によっては中心の左右で計算範囲が非対称となり得る。その影響を軽減するため水平解像度 1.25° のデータを水平解像度 0.25° に線形内挿した。この内挿の効果を確かめるため、2011 年の温低化した事例について内挿した場合としない場合で cyclone parameter の計算結果を比較した。その結果、熱帯低気圧であるときは内挿の有無による差はほとんどないが、それぞれ、 $B > 10$ 、 $-|V_T^L| < 0$ となり温帯低気圧に変化した後、内挿の有無による差が見られた。また温低化開始及び完了と判定される時刻が、内挿した場合のほうが早くなり、最大で 12 時間の差があった。本研究では内挿したデータ (水平解像度 0.25°) を使って cyclone parameter を計算した。一方、大気環境場の解析には JRA-25/JCDAS データをそのまま使用した。

2.2 温低化後急速に再発達した擾乱の抽出方法

本研究で対象とした事例の抽出は Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) Best Track Data に基づいて行った。Best Track Data では、台風から温帯低気圧に変化するとき、台風から直接温帯低気圧に変化する場合と、台風から熱帯低気圧に弱まった後温帯低気圧に変化する場合がある。台風から直接温帯低気圧に変化する場合と熱帯低気圧に弱まった後温帯低気圧に変化する場合では、温低化後の低気圧の変化に違いが生じる可能性がある。本研究では事例ごとのばらつきを小さくするため、台風から直接温帯低気圧に変化した事例のみを対象とした。また、温低化後の再発達は気圧を基準にして、温低化後中心気圧が低下した場合を温低化後の再発達とする。特に、急速に再発達した事例を以下の方法で抽出した。

1988-2011 年の台風から温低化した事例のうち、温低化後 6 時間 (または 3 時間) で 1hPa でも中心気圧が低下した事例に、Sanders and Gyakum (1980) により緯度補正された以下の爆弾低気圧の定義式を適用する。

$$\frac{p(t - \frac{1}{2}\Delta t) - p(t + \frac{1}{2}\Delta t)}{\Delta t} \times \frac{\sin 60^\circ}{\sin \phi} \quad (3)$$

t は解析時刻、p は低気圧の中心気圧、φ は t での低気圧の中心の緯度を示す。Best Track Data は主に 6 時間ごとにあるため、Δt を 12 時間とした。計算によ

り得られた値のうち、最大値をその事例の最大発達率 [Bergeron] とする。本研究では台風から変化した温帯低気圧に焦点を当てることから、爆弾低気圧の定義に準じて、最大発達率が 1.0 Bergeron を超えた事例を、温低化後急速に再発達した擾乱として抽出した。

3. 台風の温帯低気圧化及びその後の再発達の気候学的特徴

本章では RSMC Best Track Data に基づいて調べた台風の温低化及びその後の再発達に関する気候学的特徴を示す。

3.1 台風の温帯低気圧化の頻度

1988-2011 年の 24 年間に発生した台風は全部で 605 個であった。Best Track Data では、成熟期以降の台風の変化として、台風から、①熱帯低気圧に弱まる (以下熱低化と記す)、②熱帯低気圧に弱まった後温帯低気圧に変化する (以下弱温低化と記す)、③直接温帯低気圧に変化する (以下温低化と記す)、という 3 つの場合がある。また台風から直接消滅した事例、また台風の状態で 180°E を越え、それ以降のデータがない事例があり、これらの事例については台風から温帯低気圧、あるいは熱帯低気圧への変化が確認できない。本研究ではこれら温帯低気圧または熱帯低気圧への変化が確認できない事例 (7 事例) は除いた台風を、全台風とした。以下、熱低化・弱温低化・温低化した事例をそれぞれ熱低化、弱温低化、温低化と記す。

1988-2011 年の全台風は 598 個であった。そのうち温低化は 231 個、弱温低化は 55 個で、それぞれ全台風の 38.6%、9.2% を占めていた。したがって全台風の 47.8% が最終的に温低化したと言える。1979-2004 年で調べた Kitabatake (2011) は、RSMC Best Track Data では全台風の 37% が熱帯低気圧に弱まることなく温低化、13% が熱帯低気圧に弱まった後温低化し、全台風の 49% が最終的に温帯低気圧に変化したとしている。また CPS による定義では全台風のうち 40% が温低化を完了し、そのうちの 94% は Best Track Data で最終的に温帯低気圧に変化したと述べている。さらに大西洋においては Hart and Evans (2001) が熱帯低気圧の 46% が温低化したと報告している。

3.2 台風の温帯低気圧化後の再発達の頻度

本節以降では温低化事例に注目する。前節で弱温低化とした事例も除き、台風から直接温帯低気圧に変化した事例 231 個を対象とする。温低化後再発達した事例は 112 個であった。これらの事例について、

2.2節で示した爆弾低気圧の定義式を適用して発達
の強さを調べると、温低化後12時間で、180°Eを越
え Best Track Data が終了したため発達率が計算でき
ないもの(1事例)、ごく一時的な再発達であり $\Delta t =$
12時間で計算した最大発達率が負となった事例(4
事例)があった。以下ではこれらの事例(5事例)も
除いた107個を再発達した事例(以下再発達と記す)
とする。再発達事例は温低化全体の46.3%であり、
温低化事例の約半数は温低化後再発達したと言える。
2.2節で示した方法を用いた結果、急速に再発達した
事例(以下急再発達と記す)は23事例抽出され、温
低化全体の10.0%、再発達事例の21.5%であった。
再発達事例の最大発達率の平均は0.63 Bergeronで、
最大発達率が0.5 Bergeron以下の事例が半数以上を
占めていた。最大発達率が1.0 Bergeronを超える急
再発達事例では、最大発達率の平均は1.41 Bergeron
であり、最も急速に再発達した事例では最大発達率
が2.20 Bergeronに達するものもあった。

4. 温低化後急速に再発達した擾乱の構造と 環境場

前節で述べたように、急再発達は23事例抽出され
た。それらの事例について cyclone parameter を計算
したところ、温低化を開始($B > 10$)する前に完了
($-|V_T^L| < 0$)すると判定される事例が1事例あっ
た。その事例を除く残り22事例についてCPSの変
化を詳しく解析した。

Fig. 1に急再発達事例について、CPSによる温低化
完了時刻と Best Track Data で初めて温帯低気圧と表
記された時刻との差を示した。1事例を除いて両者
の差は24時間以内で、約6割の事例で12時間以内
であった。そして Best Track Data に比べ CPS による
温低化完了のほうが平均で9.7時間早かった(標準
偏差; 15.6時間)。Kitabatake (2011) は、CPSによる

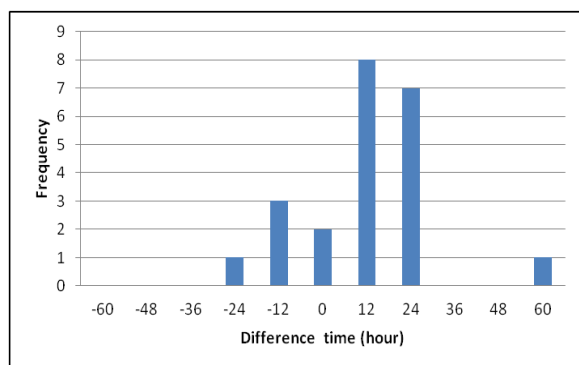


Fig.1 Difference in the time when a TC is identified as
completing of ET based on $-|V_T^L|$ from the time TC
was first regarded as an extratropical cyclone in the Best
Track Dada.

温低化完了は Best Track Data に比べ平均で3.81時間
早く、両者の差は70%の事例で12時間以内である
という結果を示し、CPSによる温低化のタイミング
は Best Track Data とほぼ一致すると述べている。今
回の結果では、Kitabatake (2011) より差が大きく、
より早く温低化を完了すると判定した。これは対象
事例が22事例と少なく、また60時間差の事例が含
まれていたためであると考えられる。

4.1 CPS上での低気圧の振る舞いの相違点

急再発達事例は、温低化完了後においてCPS上
での低気圧の振る舞いが大きく2パターンに分かれる
ように見られた。そこでこの2パターンを $-|V_T^L|$
の値にしたがって分類した。Fig. 2に急再発達各事例
のCPSをパターンごとに分けて示す。1つは温低化完
了後強い寒気核構造 ($-|V_T^L| < -230$)を示すケ
ース(11事例; 以下cold-coreと記す)、もう1つは温低
化完了後温帯低気圧の構造を持つが、その後強い寒
気核構造 ($-|V_T^L| < -230$)を経ずに暖気核構造
($-|V_T^L| > 100$)を示すケース(6事例; 以下
warm-seclusionと記す)である。そしてこの
 $-|V_T^L| < -230$, $-|V_T^L| > 100$ の閾値で分類した
結果、どちらのパターンにも属さない事例が5事例あ
った。以下ではこのどちらにも属さない事例を除い
た17事例について、cold-coreとwarm-seclusionの比較
を行う。

4.2 cold-core と warm-seclusion の比較

4.2.1 特徴の比較

急再発達事例の温低化時期は、cold-core,
warm-seclusionいずれにおいても9、10月の事例が多
かった。中心気圧の平均は、温低化開始時では
cold-coreが974.7hPa(標準偏差; 23.1hPa)、
warm-seclusionが970.5hPa(標準偏差; 18.9hPa)、完
了時ではcold-coreが984.0hPa(標準偏差; 15.2hPa)、
warm-seclusionが976.0hPa(標準偏差; 4.5hPa)であ
った。いずれの場合でも事例ごとのばらつきが大きく、
各事例を比較すると、分類した2パターンの間に大き
な差は見られない。各事例の温低化開始($B > 10$)か
ら完了($-|V_T^L| < 0$)までの経過時間は、cold-core,
warm-seclusionいずれのパターンでも6-18時間の事例
が多く、大きな違いはない。それぞれの平均は、
cold-coreが15.8時間(標準偏差; 21.0時間)、
warm-seclusionが18.0時間(標準偏差; 12.5時間)であ
った。cold-coreでは、他の事例に比べ温低化開始か
ら完了までの経過時間が非常に長い事例が1事例あ
り、標準偏差が大きくなったと考えられる。また温
低化開始から完了までの中心気圧の上昇率(=温低
化開始と完了の中心気圧の差/温低化開始から完

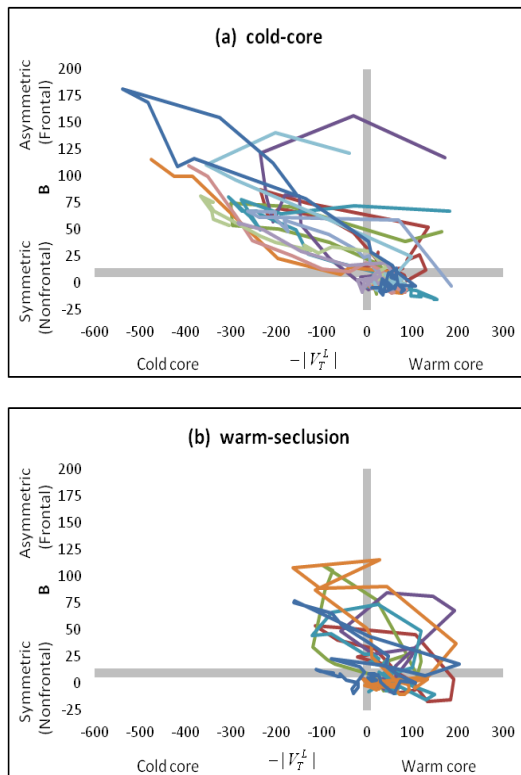


Fig. 2 CPS of rapidly reintensified cases. (a) cold-core (11cases). (b) warm-seclusion (6cases).

了までの経過時間を調べたところ、2パターンでほぼ同じ値であった。さらに温低化開始前の台風の状態、最も発達したときの中心気圧は2パターンの間で大きな差は見られなかった。以上のことから、2パターンの中で台風の状態から温低化過程において中心気圧の変化に大きな差は見られないと考えられる。

Fig. 3 は温低化開始、完了を基準としてコンポジットした cyclone parameter 及び中心気圧の時間変化を示している。warm-seclusion は温低化完了 12 時間後に $-|V_T^L| < 0$ (寒気核構造) がピークとなり、完了 24 時間後 (TE+24) には $-|V_T^L| > 0$ となって、暖気核構造を示す。それに対し cold-core では完了 24 時間後に $-|V_T^L| < 0$ がピークとなり、強い寒気核構造を示す。また warm-seclusion は完了 6 時間後に中心気圧が低下 (再発達) し始めるのに対し、cold-core は完了 18 時間後になって中心気圧が低下し始める。warm-seclusion ではすべての事例で完了 18 時間後には再発達していたのに対し、cold-core では完了 18 時間後より前に再発達を開始していたのは 2 事例のみで、完了 42 時間後になって再発達を開始した事例もあった。このことから温低化して 1 日以上経った後においても、低気圧が爆弾低気圧並に発達することがあると言える。そして温低化完了から再発達が始まるまでの経過時間のパターンごとの平均

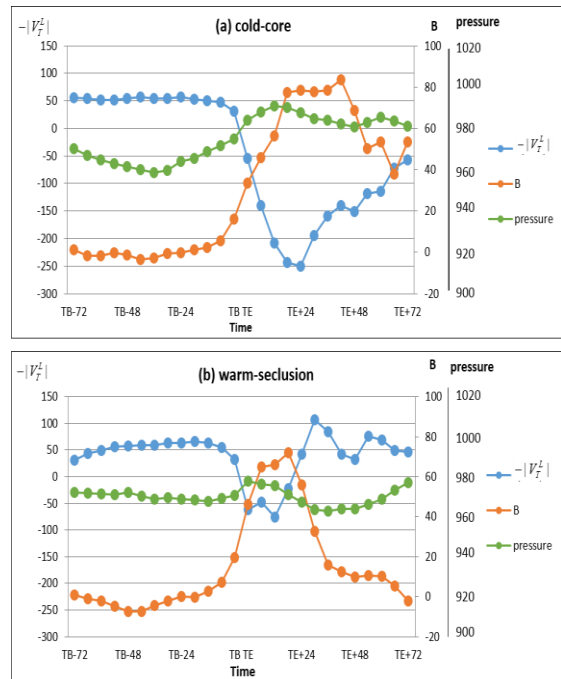


Fig. 3 Time series of the cyclone parameter B, $-|V_T^L|$ and the pressure from the beginning of ET ($B > 10$) to the completing of ET ($-|V_T^L| < 0$). (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

は、cold-core が 24.0 時間 (標準偏差; 9.2 時間), warm-seclusion が 13.0 時間 (標準偏差; 5.4 時間) であった。これらのことから warm-seclusion は温低化完了後すぐに再発達を開始したのに対し、cold-core は再発達を開始するまでの時間がより長かったと言える。一方温低化後の再発達における中心気圧の低下率は cold-core と warm-seclusion で大きな差はなかった。

さらに各事例の温低化開始及び完了位置は、事例ごとのばらつきが大きく、パターンごとに特徴的な違いは見られない。また経路図においても warm-seclusion は日本に上陸する事例が 2 事例含まれているが、2 パターンに大きな違いはなかった。

4.2.2 大気環境場の比較

急再発達事例において CPS 上で見られた低気圧の振る舞いの違いが生じた要因を調べるため、低気圧周辺の大気環境場を比較した。ここでは温低化開始及び完了した時間を基準として、低気圧の中心でコンポジットした空間分布図を示す。

上層, 中層, 下層をそれぞれ 300hPa, 600hPa, 925hPa とし、各気圧面における低気圧の中心付近の気温の合成図を、温低化完了から完了 48 時間後 (TE+48h) まで Fig. 4 に示した。ここでは低気圧を中心に東西南北 10° の範囲を示し、それぞれの図の中心が低気圧の中心に対応している。温低化完了 24 時間後におい

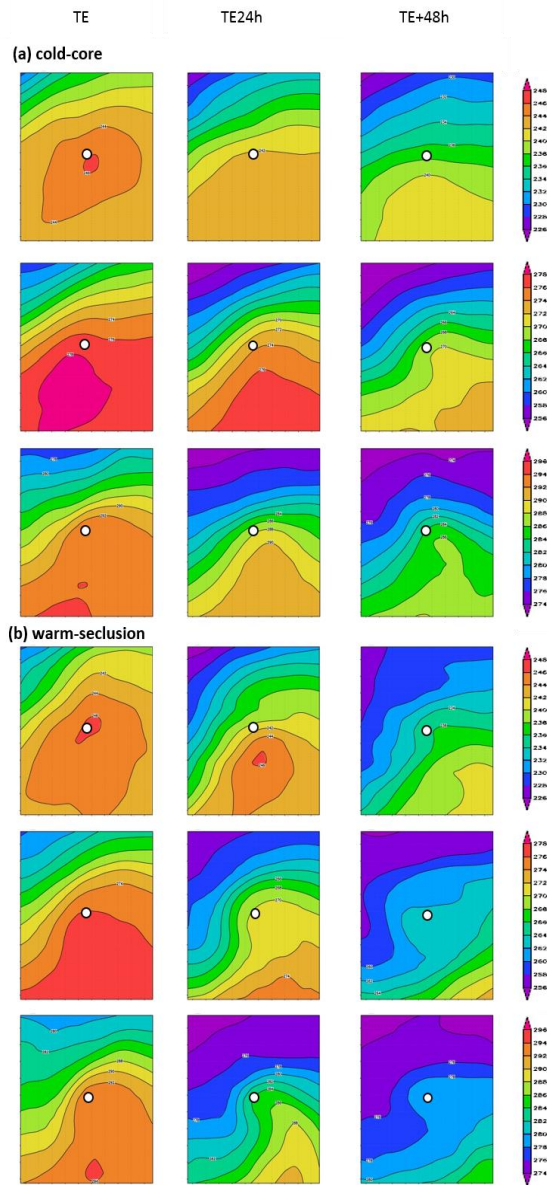


Fig. 4 Composite mean 300hPa (top panels), 600hPa (middle panels), 925hPa (bottom panels) temperature [K] (according the scale) from the completing of ET (TE) to 48 h after the completing (TE+48h). 10° longitude and latitude from the cyclone center. White circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

て、cold-core では、低気圧の中心の南から東に暖気、北から西に寒気がある。低気圧の中心の南東に暖気、北西に寒気が存在することは典型的な温帯低気圧の構造である。それに対し warm-seclusion では、完了 24 時間後に低気圧の中心の南東から中心に向かって暖気が侵入し、中心に隔離された暖気核が見られる。

南北の気温傾度の大きい傾圧帯に沿って上層ジェットが流れている。Fig. 5 は低気圧の中心付近の 300hPa 高度及び東西風の合成図を示した。この図は

低気圧を中心に東西 40°, 0°-70°N の範囲を示している。等高度線の集中帯に沿って風速の極大域 (30m・s⁻¹以上) が見られ、ジェットに対応している。

warm-seclusion では温低化完了 24 時間後には低気圧の中心がジェットの北側に抜けているのに対し、cold-core では完了 48 時間後においても低気圧の中心はジェットの中にある。各事例について個別に調べたところ、warm-seclusion では、1 事例を除いて低気圧の中心が完了 24 時間までにジェットの北側に抜けていた。それに対し cold-core では、低気圧の中心が完了 24 時間後までにジェットの北側に抜けた事例は 1 事例のみで、その他の事例はジェットを抜けるまでの時間がより長く、完了 78 時間後に抜けた事例もあった。このことから warm-seclusion では低気圧が温低化完了後すぐにジェットの北側に抜けるのに対し、cold-core では温低化完了後すぐにジェットを抜けないと言える。

温帯低気圧には、上層に向かって渦の中心が西へ傾くという特徴がある。それに対して熱帯低気圧の渦の中心は直立している。この渦の傾きについて調べるため、渦度の極大域を低気圧の渦の中心とし、6 つの気圧面 (925, 850, 700, 600, 500, 300hPa) の渦度の空間分布図から各気圧面の渦中心の位置を決め、東西方向の渦の傾きを調べた。Fig. 6 は各事例について各気圧面の渦中心の位置を、925hPa の渦中心からの東西方向のずれで示したものである。温低化完了から完了 72 時間後にかけて、cold-core は下層から上層にわたって渦の中心の傾きが変化しているのに対し、warm-seclusion は下層から中層は傾きの変化がより小さく、ほぼ直立している。cold-core は、完了時は渦の中心がほぼ直立しているが、完了 24 時間後で西に傾き、完了 48 時間後に傾きは小さくなり、完了 72 時間後にはほぼ直立する。これは温帯低気圧の発達過程で見られる特徴である。それに対して warm-seclusion は、上層において完了から完了 24 時間後に渦の中心が西に傾いているが、完了 48 時間後から完了 72 時間後ではほぼ直立している。

温帯低気圧の発達には低気圧とトラフの相互作用が重要である。温低化開始から温低化完了 48 時間後までの 500hPa 高度の合成図を Fig. 7 に示す。warm-seclusion ではトラフが北西-南東方向に伸びている。また温低化開始から完了で低気圧の中心とトラフは接近し、完了 24 時間後には低気圧の中心がトラフの中に入り、完了 48 時間後では閉じた等高度線 (低圧部) が見られる。それに対し cold-core ではトラフが北東-南西方向に伸び、温低化開始から完了で低気圧の中心とトラフが warm-seclusion より離れており、完了 48 時間後もトラフは低気圧の中心のやや西にある。

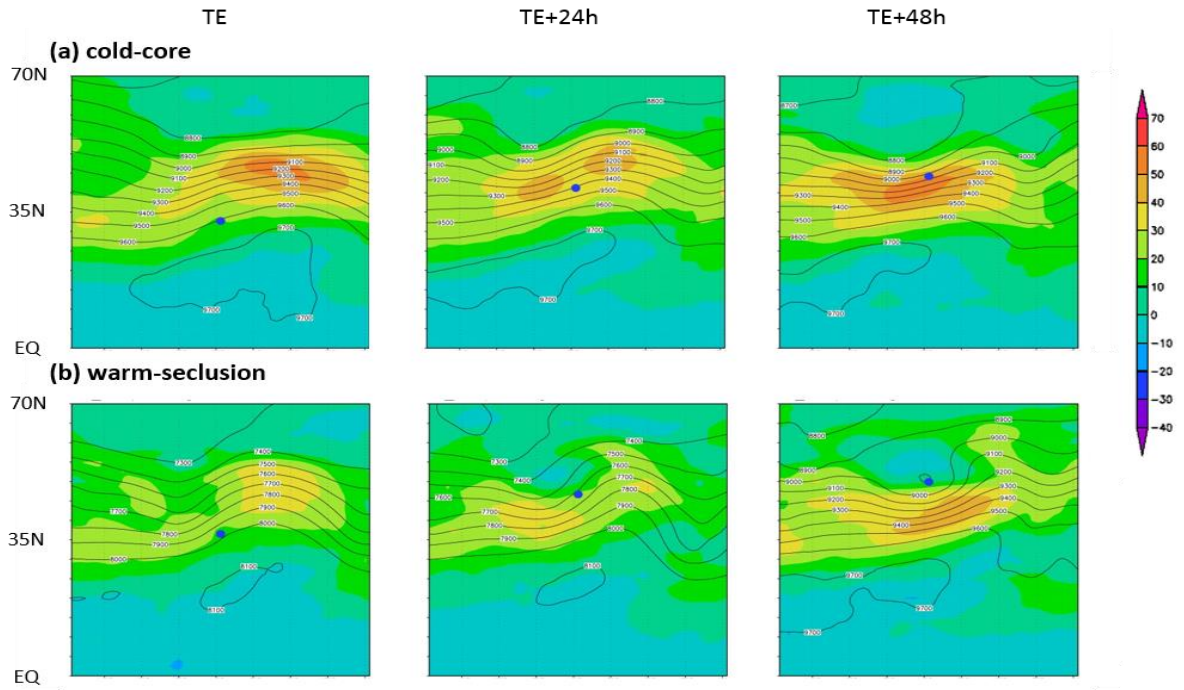


Fig. 5 Composite mean 300hPa height [m] (solid lines, every 100 m) and zonal wind [$m \cdot s^{-1}$] (shaded according the scale) from the completing of ET (TE) to 48 h after the completing (TE+48h). 40° longitude from the cyclone center, 0°-70°N. Blue circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

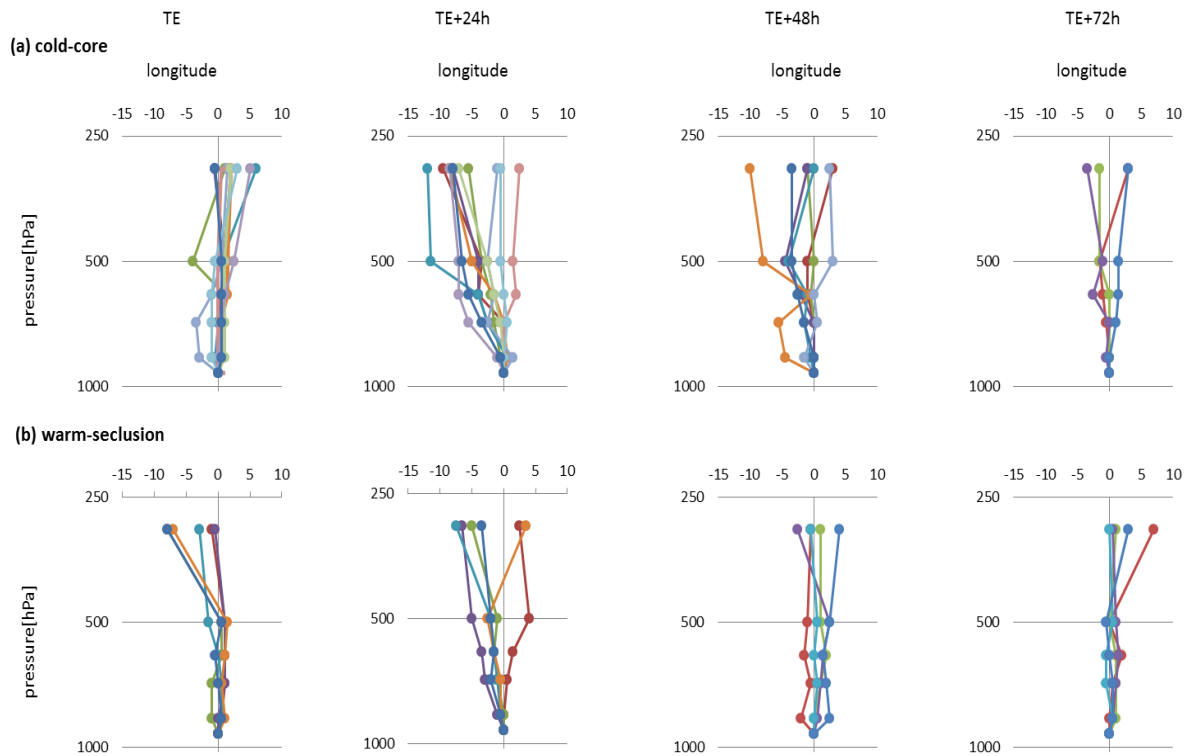


Fig. 6 Zonal difference of the vortex center at 6 pressure levels (925,850,700,600,500,300hPa) from that at 925hPa from the completing of ET (TE) to 72 h after the completing (TE+72h). (a) cold-core (11cases). (b) warm-seclusion (6cases).

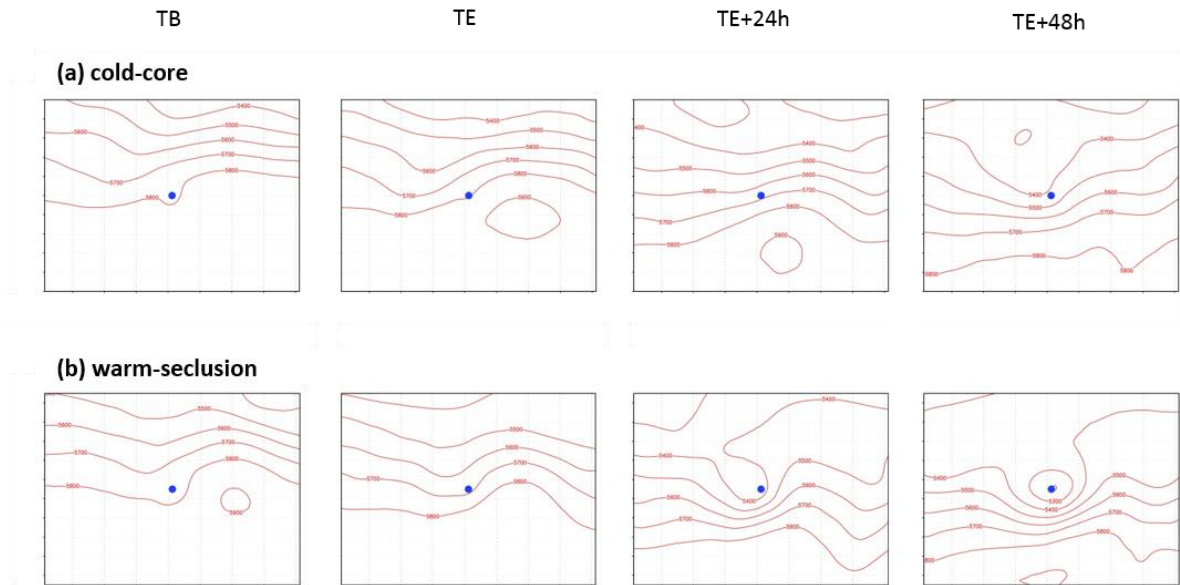


Fig. 7 Composite mean 500hPa height [m] (every 100 m) from the beginning of ET (TB) to 48 h after the completing (TE+48h). 40° longitude, 25° latitude from the cyclone center. Blue circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

以上のように大気環境場について cold-core と warm-seclusion で比較を行ったところ、気温、上層ジェット（傾圧帯）、渦の中心の傾き、トラフについて異なる特徴が見られた。また各事例についても個別に調べたところ、合成図で見られたのと同様な特徴の違いが見られた。cold-core では、渦の中心が下層から上層に向かって西に傾き、低気圧の中心の南から東に暖気、北から西に寒気が見られ、温帯低気圧的な構造が顕著であった。それに対し warm-seclusion では、渦の中心が下層から中層にかけてほぼ直立し、低気圧の中心に隔離された暖気核が見られた。また低気圧の中心が、warm-seclusion では温低化完了後すぐに上層ジェット（傾圧帯）の北側に抜けたのに対し、cold-core ではジェットを抜けるまでの時間がより長かった。さらにトラフの走向が warm-seclusion では北西-南東方向であるのに対し、cold-core では北東-南西方向であった。そして温低化開始から完了（温低化）時に低気圧の中心とトラフが、warm-seclusion では接近していたのに対し、cold-core では離れていた。

5. 考察

5.1 CPS 上での低気圧の振る舞いの違いの要因

前章では、急再発達事例において温低化後の CPS 上での低気圧の振る舞いが大きく 2 パターン見られたことを示した。本章ではこれら 2 パターンの違いが

生じた要因について議論する。

5.1.1 再発達開始後の構造変化

前章では、RSMC Best Track Data に基づいた解析結果を示した。Best Track Data は低気圧が消滅あるいは 180°E を越えた時点でデータが終了するため、低気圧が消滅するまでデータが残っていない事例もある。一方で急再発達事例の多くは 180°E を越えて持続した。また前章で示したように、cold-core と warm-seclusion には、温低化完了後再発達を開始するまでの時間及び低気圧が上層ジェットを抜けるまでの時間に違いがあった。そのため両者の違いの要因について議論するためには低気圧が消滅するまで解析する必要がある。そこで気象庁作成のアジア太平洋地上天気図及び北半球地上天気図から低気圧の中心位置を読み取り、解析を行った。北半球地上天気図は 1996 年 3 月以降作成されているため、ここでは 1996 年 3 月以降の事例に注目した。該当する事例は cold-core は 4 事例、warm-seclusion は 3 事例であった。

cold-core 4 事例について低気圧が消滅するまでの CPS を作成したところ、温低化完了後強い寒気核構造を示した後 ($-|\mathbf{V}_T^L| < -230$)、暖気核構造 ($-|\mathbf{V}_T^L| > 0$) に変化し、さらに $-|\mathbf{V}_T^L| > 100$ を満たす事例もあった。このことから温低化完了後強い寒気核構造を示す場合でも、低気圧は最終的には暖気核構造に変化することが推測される。

4.2.2 節と同様に低気圧周辺の気環境場について調べた。低気圧の中心付近の気温の空間分布におい

て、warm-seclusionでは、温低化完了24時間後には低気圧の中心の南東から中心に向かって暖気が侵入し、中心に隔離された暖気核が見られる。それに対し cold-coreでは、完了24時間後には低気圧の中心の南から東に暖気、北から西に寒気があるが、その後低気圧の中心の南東から中心に向かって暖気が侵入し、中心に隔離された暖気核が見られるようになる。また warm-seclusion では完了24時間後に低気圧の中心がジェットの内側に抜けている。それに対し、cold-coreでは完了24時間後では低気圧の中心はジェットの内側あるいはジェットの中に位置しているが、その後ジェットの内側に抜ける。さらに warm-seclusion ではトラフは北西-南東方向に伸び、完了24時間後には低気圧の中心がトラフの中にある。それに対し cold-core ではトラフが北東-南西方向に伸び、完了24時間後ではトラフは低気圧の中心の西にあるが、その後低気圧の中心がトラフの中に位置するようになる。

以上のように cold-core は温低化完了後強い寒気核構造を示した後に暖気核構造に変化し、warm-seclusion と同様の特徴が見られた。これらのことから温低化後急速に再発達する場合、温低化後の時間に違いがあるものの、低気圧は最終的には暖気核構造に変化すると言える。Shapiro and Keyser (1990) による温帯低気圧の発達過程の概念モデル (SK モデル) では、低気圧の最盛期に低気圧の中心の下層に隔離された暖気核が形成され、暖気核の隔離は温帯低気圧の発達の最終段階を示すとされている。そして、CPS による低気圧の診断をした Hart (2003) によると、一般的な温帯低気圧はライフサイクルを通して寒気核構造のまま、発達期の非対称構造から成熟期の対称構造へ変化する。それに対し、海上で急速に発達する温帯低気圧は、下層寒気核・非対称構造から、下層のみで暖気核をもつようになり下層暖気核・非対称構造へ変化し、その後下層寒気核・対称構造へ変化することを示している。このことから SK モデルの暖気核の隔離に相当する構造は、海上で急発達するものみに一時的に形成されるものであると指摘されている (北島, 2005)。以上のことから、温帯低気圧が急発達する場合の暖気核の隔離に類似した構造が台風の温低化事例において見られたと考えられる。

また前章で述べたように cold-core は温低化完了後、低気圧が上層ジェットを抜けるまでの時間及び再発達を開始するまでの時間が warm-seclusion より長く、これらの違いが CPS 上で見られた低気圧の振る舞いの違いに関係していることが推測される。以下では、これらの違いに注目して cold-core と warm-seclusion の違いの要因について考察する。

5.1.2 低気圧が上層ジェットを抜けるタイミングの違いの要因

cold-core と warm-seclusion では、温低化完了後低気圧の中心が上層ジェットを抜けるまでの時間に違いが見られた。温低化開始以降の上層ジェット及び上層トラフと低気圧の中心位置との関係を調べた。warm-seclusion では、温低化開始後低気圧の中心が傾圧帯に侵入し、低気圧の中心は傾圧帯に沿って移動している。温低化完了後すぐに低気圧の中心がジェットの内側に抜け、ジェットはそのまま東へ流れるが、低気圧は傾圧帯の極側に位置し減速する。それに対し cold-core では、低気圧の中心が傾圧帯へ侵入した後、warm-seclusion より長く傾圧帯に沿って移動する。低気圧の中心が傾圧帯に沿って移動した時間を各事例について調べたところ、cold-core 4 事例は warm-seclusion 3 事例より長かった。したがって cold-core では、低気圧が warm-seclusion より長い時間傾圧帯に位置し、傾圧帯と相互作用していたことが推測される。このことにより cold-core では、4.2.2 節で示したような温帯低気圧的な構造がより顕著に表れたと考えられる。

また Thorncroft and Jones (2000) は、上層トラフが南北方向に伸びる位置と低気圧の位置の関係が、低気圧の極方向への加速に重要であると述べている。warm-seclusion では、トラフが北西-南東方向に伸び、トラフの軸の東側では上層ジェットの西風成分が小さく、南風成分が大きい。低気圧の中心がトラフの軸の東側に移動し、低気圧の中心がそのジェットの南風成分が大きい領域に位置すると、低気圧の極方向への移動が促進される。このことにより温低化完了後すぐに低気圧の中心がジェットを抜けた。それに対し cold-core では、温低化時に低気圧の中心とトラフが warm-seclusion より離れていた。またトラフが北東-南西方向に伸び、トラフの軸の東側ではジェットの西風成分が大きく、南風成分が小さい。これらにより低気圧の極方向への移動が抑制され、低気圧の中心がジェットを抜けるまでの時間がより長くなった。以上のことから、温低化完了後ジェットを抜けるタイミングの違いには、低気圧とトラフの位置関係に加えて、トラフの走向と、それに伴うジェットの東西成分と南北成分の強さも重要であることが示唆される。

5.1.3 再発達を開始するタイミングの違いの要因

warm-seclusion は温低化完了後すぐに再発達を開始したのに対し、cold-core は温低化完了後再発達を開始するまでの時間がより長かった。温低化後の再発達について、上層トラフと台風の相互作用の重要

性が指摘されている (吉野ら, 2003 ; 2004) . また Hart et al. (2006) は, トラフの走向が, 北西-南東方向の場合は温低化後低気圧が強まり, 北東-南西方向の場合は弱まると主張している. しかし今回の結果では, トラフが北東-南西方向に伸びている場合でも再発達は起こり, 爆弾低気圧並に発達していた.

Fig. 8 に低気圧の中心付近の 320K 等温位面の渦位の空間分布図を示す. ここでは cold-core の台風 0219 号 (以下 T0219 と記す), warm-seclusion の台風 0920 号 (以下 T0920 と記す) をそれぞれの代表事例としてこれらの結果を示す. 相対湿度が高い高渦位は対流圏起源 (凝結), 相対湿度の低い高渦位は成層圏起源 (トラフ) であると考えられることから, 比湿も合わせて示した. どちらのパターンにおいても温低化完了時に低気圧の中心の北西に乾燥した高渦位域があり, これは成層圏起源の安定成層の寄与が大きい高渦位域であると考えられる. 一方低気圧の中心には湿った高渦位域があり, これは対流圏起源の流れ場の渦度を反映した高渦位域である. warm-seclusion では, 温低化完了後トラフに伴う高渦位域が南へ伸びる. 完了 24 時間後には低気圧の中心の比湿は小さくなり, トラフの高渦位が低気圧の中心に広がっていると考えられる. その後トラフの高渦位域が低気圧の中心付近に巻き込まれ, 低気圧に伴う高渦位域と重なっている. それに対し cold-core では, 完了後

トラフの高渦位域は南へ伸びるが, 完了 24 時間後では低気圧の中心は依然として湿った高渦位となっており, 低気圧の高渦位域とトラフの高渦位域は離れている. その後完了 72 時間後になるとトラフの高渦位域が低気圧の中心に巻き込まれ, 低気圧の高渦位域と重なる. 他の事例についても同様な特徴の違いが見られた.

トラフに伴う高渦位域と低気圧に伴う高渦位域の接近についてより定量的に調べるため, 低気圧の中心における渦位の経度-高度断面図を作成した. Fig. 9 は T0920 の結果を示しており, 低気圧を中心に東西 40° , 高度 20 km の範囲を示している. 温低化完了時では低気圧の中心に高渦位域 (2.0PVU 以上) が見られる. 完了 12 時間後になると, 上層のトラフの高渦位域が中層まで広がり, 低気圧の中心の西 5° まで接近する. そして完了 18 時間後に中心気圧が低下し, 再発達が開始した. 完了 24 時間後には下層で高渦位が強まり, その後完了 36 時間後まで持続した. 完了 48 時間後には下層の高渦位は弱まり, その後中心気圧も上昇した. 他の事例についても調べたところ, 急再発達 17 事例中 14 事例で再発達が始まったとき, 2.0 PVU 以上のトラフの高渦位域と低気圧の中心が東西方向で 5° 以内に接近していた. 一方で 2.0 PVU 以上のトラフの高渦位域と低気圧の中心が東西方向で 5° 以内に接近する前に, 再発達が開始した事例が

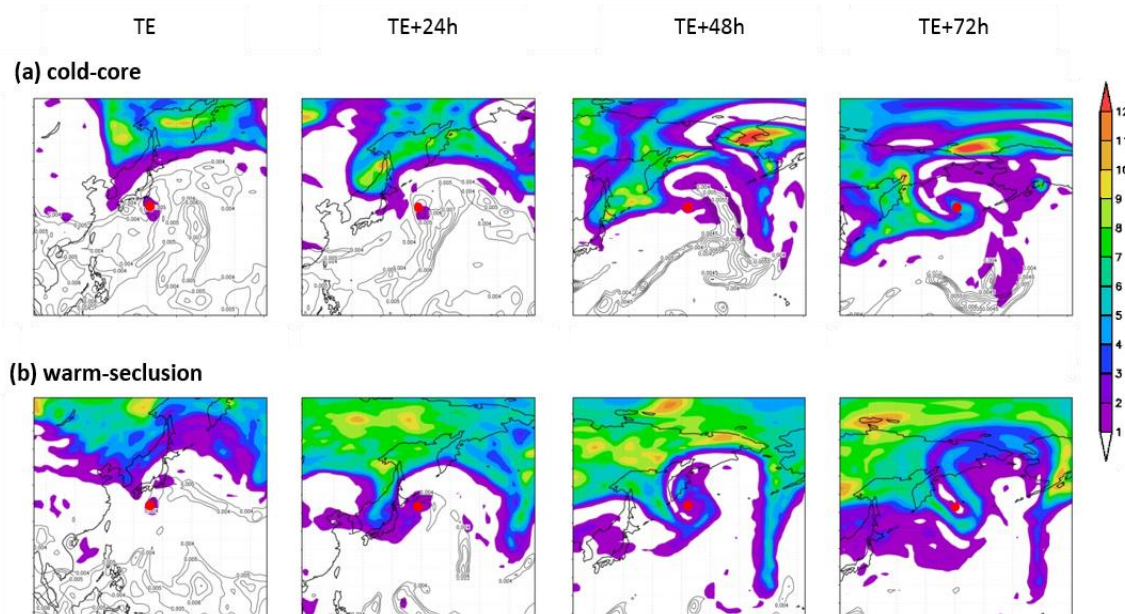


Fig. 8 320K isentropic potential vorticity [PVU] (shaded according the scale) and specific humidity [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$] (solid line values greater than $4.0 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$, every $1.0 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) from the completing of ET (TE) to 72 h after the completing (TE+72h). 40° longitude, 30° latitude from the cyclone center. Red circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core (T0219). (b) warm-seclusion (T0920).

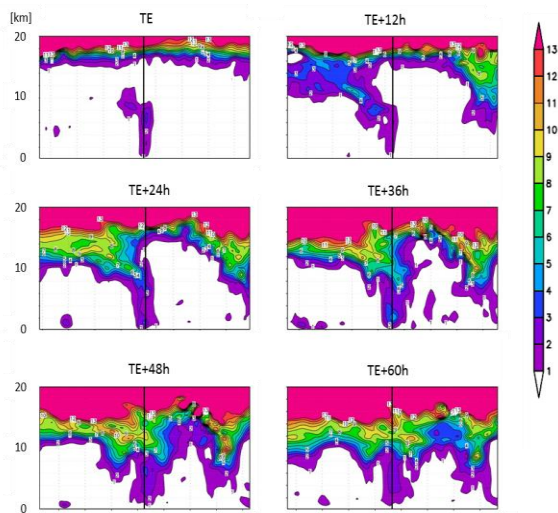


Fig.9 Cross sections of potential vorticity [PVU] (according the scale) from the completing of ET (TE) to 60 h after the completing (TE+60h) for T0920. 40° longitude from the cyclone center, 20km height from the surface. Black lines imply the position of the cyclone center.

3事例あり,それらの事例は温低化後中心気圧が1000 hPa以上まで弱まった事例であった.しかしこれらの事例においてもその後急速に再発達した(爆弾低気圧の定義式で1.0 Bergeronを超える)ときには2.0 PVU以上のトラフの高渦位域と低気圧の中心が東西方向で5°以内に接近していた.

warm-seclusionでは,温低化時に低気圧の中心とトラフが接近し,またトラフが北西-南東方向に伸びていることから,トラフの軸の東に移動した低気圧の中心と重なりやすい状態にあった.このことにより,温低化完了後すぐに低気圧とトラフが相互作用し,低気圧が再発達したと考えられる.それに対しcold-coreでは,温低化時に低気圧の中心とトラフはwarm-seclusionより離れており,またトラフが北東-南西方向に伸びていることから,トラフと低気圧は重なりにくい状態にあった.これらによって低気圧が温低化完了後再発達を開始するまでの時間がより長くなった.したがって,トラフの走向に関わらず,低気圧とトラフが接近すると再発達が起こり,それはトラフに伴う高渦位域と低気圧の中心が東西方向で5°以内に接近したときに生じる.そしてトラフの走向と,温低化時の低気圧とトラフの位置関係によって,低気圧とトラフの相互作用が起こるタイミングに違いが生じ,これが温低化完了後再発達を開始するまでの時間に影響することが推測される.Hart et al. (2006)は,トラフの走向が温低化後の再発達の有無に関係していると述べているが,本研究からト

ラフの走向は低気圧が温低化後再発達を開始するまでの時間に関係することが示唆された.

6. 結論

本研究では,台風の温低化後の再発達における構造変化について理解するため,北西太平洋で発生した台風に着目して,1988-2011年に温低化後急速に再発達した事例を抽出し,低気圧の構造を客観的に表すCPSを用いて調べた.

温低化後急速に再発達する事例は,温低化完了後CPS上での低気圧の振る舞いが,強い寒気核構造を示すケース(cold-core)と,強い寒気核構造を経ずに暖気核構造を示すケース(warm-seclusion)の2パターンに大きく分かれるように見られた.そして温低化完了後再発達を開始するまでの時間がcold-coreはwarm-seclusionより長かった.

温低化完了後にCPS上での低気圧の振る舞いの違いが生じた要因を調べるため,低気圧周辺の大気環境場を比較した.cold-coreは,渦の中心が西へ傾き,低気圧の中心の南から東に暖気,北から西に寒気が見られ,温帯低気圧的な構造が顕著であった.それに対し,warm-seclusionでは渦の中心がほぼ直立し,低気圧の中心に隔離された暖気核が見られた.またwarm-seclusionでは低気圧が温低化完了後すぐに上層ジェット(傾圧帯)の北側に抜けたのに対し,cold-coreでは低気圧がジェットを抜けるまでの時間がより長かった.さらにwarm-seclusionではトラフの走向が北西-南東方向に傾き,温低化時に低気圧とトラフが接近していた.それに対しcold-coreではトラフの走向が北東-南西方向に傾き,温低化時に低気圧とトラフがより離れていた.しかし強い寒気核構造を示すcold-coreにおいても,再発達が起こるとき寒気核構造が弱まり,その後暖気核構造に変化し,warm-seclusionと同様の特徴が見られた.このことから温低化後急速に再発達する場合,温低化後の時間に違いがあるものの,低気圧は最終的には暖気核構造に変化することがわかった.そしてこの暖気核構造は温帯低気圧が急発達する場合に見られる暖気の隔離に類似した構造であることが推測された.

cold-coreとwarm-seclusionの違いの要因を明らかにするため,低気圧が温低化完了後上層ジェットを抜けるまでの時間及び再発達を開始するまでの時間の違いに着目して考察した.

低気圧は温低化開始後傾圧帯に沿って移動していたが,低気圧が上層ジェットの北側に抜けると,低気圧は減速した.cold-coreはwarm-seclusionより傾圧帯に沿って移動している時間が長く,そのために温帯低気圧的な構造が顕著に表れたことが推測された.

また warm-seclusion では、トラフが北西-南東方向に伸びているため、ジェットの南風成分が大きく、トラフの軸の東側に移動してきた低気圧の極方向への移動が促進された。それに対し cold-core では、温低化時に低気圧とトラフがより離れており、またトラフは北東-南西方向に伸びているため、ジェットの西風成分が大きく、低気圧の極方向への移動が抑制された。このために低気圧が温低化完了後ジェットを抜けるまでの時間が、cold-core において warm-seclusion より長くなった。これらのことから、低気圧が温低化完了後ジェットを抜けるまでの時間の違いは、トラフの走向及びそれに伴うジェットの東西成分と南北成分の強さ、そしてそれらと低気圧の位置関係の違いによって生じたことが示唆された。

またトラフの走向に関わらず、温低化完了後トラフに伴う高渦位域と低気圧の中心が東西方向で 5° 以内に接近すると、低気圧が再発達することが推測された。warm-seclusion では温低化時に低気圧とトラフが接近し、トラフが北西-南東方向に伸びていることから、トラフの軸の東に移動してきた低気圧とトラフが相互作用しやすい状態にあった。それに対し、cold-core では温低化時に低気圧とトラフがより離れており、トラフが北東-南西方向に伸びていることから、低気圧とトラフの相互作用が起こりにくかった。これらのことにより、低気圧が温低化完了後再発達を開始するまでの時間が、cold-core において warm-seclusion より長くなった。したがって、トラフの走向及び温低化時の低気圧とトラフの位置関係によって、低気圧とトラフの相互作用が起こるタイミングに違いが生じ、低気圧が温低化完了後再発達を開始するまでの時間に影響したことが示唆された。

以上のことから温低化後急速に再発達した事例において CPS 上で見られた cold-core と warm-seclusion の違いには、トラフが大きく関係していたことが推測された。

本研究により、温低化後再発達する場合の低気圧の構造変化について理解が深まった。温低化後急速に再発達する場合、温低化後の時間に違いがあるものの、低気圧は最終的には暖気核構造に変化することがわかった。その温低化後の時間の違いに対応して低気圧が温低化後再発達を開始するまでの時間に違いが見られ、それにはトラフが関係していることが示唆された。

参考文献

- 北島尚子 (2005): 温帯低気圧と前線の構造と時間発展-概念モデル図における表現-. 天気, 52, 742-750.
- 吉野純, 石川裕彦, 植田洋匡 (2003): Piecewise Potential Vorticity Inversion を用いた中緯度における台風9918号の衰弱・再発達過程に関する診断的解析, 京都大学防災研究所年報, 第46号-B, 423-442.
- 吉野純, 石川裕彦, 植田洋匡 (2004): 台風の温帯低気圧化時における上層・下層の渦位偏差間の相互作用に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第47号-B, 465-484.
- Evans, J. L., and R. E. Hart (2003): Objective indicators of the life cycle evolution of extratropical transition for Atlantic tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 909-925.
- Hart, R. E. (2003): A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 585-616.
- Hart, R. E. and Evans, J. L. (2001): A climatology of extratropical transition of Atlantic tropical cyclones. *J. Climate*, 14, 546-564.
- Hart, R. E., J. L. Evans, and C. Evans (2006): Synoptic composites of the extratropical transition life cycle of North Atlantic tropical cyclones: Factors determining posttransition evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 553-578.
- Kitabatake, N. (2011): Climatology of extratropical transition of tropical cyclones in the western North Pacific defined by using cyclone phase space. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89, 309-325.
- Kitabatake, N., S. Hoshino, K. Bessho, and F. Fujibe, (2007): Structure and intensity change of typhoon Songda (0418) undergoing extratropical transition, *Pap. Meteor. Geophys.*, 58, 135-153.
- Sanders, F. and J. R. Gyakum (1980): Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser (1990): Fronts, jet streams and the tropopause. extratropical cyclones: the Eric Palmén Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191.
- Thorncroft, C. D. and Jones, S. C. (2000): The extratropical transitions of hurricane Felix and Iris in 1995, *Mon. Wea. Rev.* 128, 974-972.

(論文受理日: 2013年6月10日)