

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

吉野純・石川裕彦・植田洋匡

要 旨

本研究では、メソスケール領域気候モデル PSU/NCAR MM5 を用いて、台風 9918 号 (TY. BART) の温帯低気圧化過程に関する再現実験を行い、中緯度台風によくみられる「急減衰」と「再発達」のメカニズムについて渦位的診断手法を用いて解析を行った。本研究により、急減衰期と再発達期のいずれの局面においても、台風上層で発達する負の渦位偏差 (低渦位) が、重要な働きをしていたことが理解された。

キーワード: 台風, 中緯度トラフ, 温帯低気圧化, 数値予報, 渦位的診断

1. はじめに

1.1 研究背景

台風が中緯度帯に達すると、中緯度の寒気の影響を受けて、等価順圧的な構造から傾圧的な構造へと急激に変化し、温帯低気圧に特徴的な構造へと移行する。この一連のプロセスのことを、「熱帯低気圧の温帯低気圧化 (以下、温低化とする)」と呼ぶ。「温低化」という言葉に、今日まで、全世界に共通する厳密な定義はないが、Klein et al. (2000) で提唱されているように、温低化のプロセスには、大きく分けて 2 つの段階に分けられる。第一段階の「変形期 (transformation stage)」には、転向した台風が傾圧帯やそれに伴う鉛直シアの影響を受けはじめて、急激に雲や降水の分布が非軸対称化し、強い暖気移流と寒気移流が生じ、上昇流と下降流のダイポールが形成されるようになる。強い前線形成を伴い、下層の暖気核だけが残され上層の暖気核構造は散逸してしまう (Ritchie and Elsberry, 2001)。第二段階は、「再発達期 (re-intensification stage)」であり、この段階に達すると、台風よりも温帯低気圧としての構造の方が顕著となる。第一段階を経て変形を受けた台風が、再発達するか、そのまま減衰するかは、中緯度帯の対流圏界面付近におけるトラフやジェットが、台風の再発達に適した状態にあるかど

うかに強く依存しており、場合によっては熱帯低気圧の時の中心気圧よりも深く再発達する事もある。このような段階毎に大別される「温低化」であるが、大西洋における熱帯低気圧の約 40% は温低化の第一段階 (変形期) へと移行し (Dimego and Bosart, 1982a, 1982b; Hart and Evans, 2001)、北西太平洋の台風の約 25% は再発達期へと移行する (Klein et al., 2000) と統計的に知られている。

気象予報官らは、台風に伴う雲分布パターンや、台風の進行する方向の海面温度によって、温低化の始まりを予測せねばならず、台風の温低化の予報は、主観的な評価に基づいているのが現状である。また、現在の数値予報モデルでは、必ずしも、温低化を予測できていないことも大きな問題点であると言える。そして、台風の温低化時に生じる複雑なプロセスの解明は、気象予報業務の現業の立場だけでなく、気象学的にも大変意義深く重要な課題である。ごく近年になって、ようやく、熱帯低気圧の温低化に対して、活発に議論がなされるようになり、理解が蓄積されるようになってきた。以下に、その幾つかの重要な研究報告例を紹介する。

1.2 初期の温低化研究について

熱帯低気圧の温低化は、北西太平洋上 (Sekioka, 1956)、オーストラリアやニュージーランド近辺の南

西太平洋上 (Foley and Hanstrum, 1994; Sinclair, 1993a, 1993b), そして, 米国近辺のメキシコ湾や大西洋 (Palmén, 1958; Kornegay and Vincent, 1976; DiMego and Bosart, 1982a, 1982b; Bosart and Lackmann, 1995) 等, 世界各地で報告されている。温低化の大半は, 上陸後か上陸直前に生じることが多いが, 海洋上で生じることもし少ない。初期の研究は, 北西太平洋上の台風に関するものが多く, 地上天気図を用いた解析が中心であった (Sekioka, 1956; Matano and Sekioka, 1971a, b; Brand and Guard, 1979 等)。近年になり, 温低化に関する詳細な報告が成されるようになってきたが, その多くは米国のハリケーンに関するものである。特に, Tropical Storm Agnes (1972) の温低化 (DiMego and Bosart, 1982a, 1982b; Bosart and Dean, 1991) や, Hurricane David (1979) の温低化 (Bosart and Lackmann, 1995) に関する研究では, 初期の研究では理解されなかった多くのメカニズムが明らかとなった。Tropical Storm Agnes は, フロリダ半島に上陸してまもなく減衰し, その後, 中緯度トラフと相互作用して再発達を遂げた。DiMego and Bosart (1982a) は, Agnes が, Petterssen and Smbeye (1971) により提唱された Type B の温帯低気圧の発達過程を遂げたことを示した。Petterssen Type B とは, 対流圏中層の正の渦度移流と下層の前線帯とが上下に重なることで発達するタイプの低気圧のことをいう。減衰した Agnes は, 前線帯と重なることで再発達を遂げていた。また, Hurricane David も, ジョージア州に上陸後に急激に衰弱し, その後, 弱い傾圧的環境と相互作用して再発達を遂げた (Bosart and Lackmann, 1995)。衰弱時には, $+70\text{hPa}/36$ 時間の, 再発達時には, $-13\text{hPa}/24$ 時間の中心気圧変化を示した。David の再発達期には, Agnes の再発達期ほど顕著なトラフの接近は存在しなかった。ハリケーン下層に残存した暖湿空気存在が再発達に重要な役割を果たしていた。また, David の上層の高気圧性アウトフロージェット存在も, その再発達 (サイクロジェネシス) に貢献していた。David による非断熱加熱や暖気移流に帰する圏界面上昇 (tropopause lifting) が, 上層の弱いトラフを強化させ, 下層の衰弱した台風と鉛直カップリングすることで再発達を遂げていた。この事例と同じく, Hurricane Floyd (1987) の事例でも, 似たような過程による上層トラフの発達が生じた (Hoskins and Berrisford, 1988)。Molinari et al. (1995, 1998) も, 再発達の際に, ハリケーンとトラフの鉛直カップリングが生じていることを指摘している。

1.3 温低化に対する渦位的考え方

Bosart and Lackmann (1995) は, 渦位 (potential vorticity) という力学的保存量 (Hoskins et al., 1985) を用いることで, Hurricane David の温低化過程について調べた。渦位場の変遷を見ることによって, 異なる起源から成る渦位偏差間の相互作用 (渦位偏差同士の相互変形) を可視化することができる。渦位偏差場から温低化時に生じる複雑な相互作用を調べるためには, 個々の渦位偏差がどのような性質を持つかに注意しなくてはならない。例えば, 台風の渦位構造は, 対流圏内における深い正の渦位偏差 (低気圧性) で説明できる。これは, 雲内部の凝結の潜熱解放による核に起因するものである。また, 台風の上層は, 高気圧性の負の渦位偏差で特徴づけられる (Wu and Emanuel, 1993; Shapiro and Franklin, 1995; Wu and Kurihara, 1996)。しかし, 台風やハリケーンに伴う渦位パターンは, 事例毎に大きく異なるために, 依然として, その一般性が議論できるほどの理解には達していない。一方で, 温帯低気圧に伴う渦位パターンに関しては, 多くの事例解析の蓄積があるため, より理解は進んでいると言える。温帯低気圧に伴う渦位偏差は, 対流圏界面付近における乾燥したトラフに伴う正渦位偏差で説明できる (Hoskins et al., 1985)。トラフに伴う正渦位偏差は, その下層に寒気核を形成する。また, 雲活動に伴う非断熱加熱や地表摩擦の効果によって生成される渦位偏差の重要性も指摘されている (Thorpe and Clough, 1991; Davis and Emanuel, 1991; Stoelinga, 1996)。

Hoskins et al. (1985) や Davis and Emanuel (1991) が述べるように, 中緯度の傾圧波動は, 上層における渦位偏差と下層における渦位偏差 (温位偏差) の相互作用により発達すると考えるのが一般的である。振幅を持つ上層トラフと地表面付近の傾圧的構造がカップリングすることで相互に大きな振幅の増幅がもたらされる。この温帯低気圧の発達に関する概念を, 台風の温低化にそのまま適用するのは不十分であり, 熱帯低気圧に関する以下の三つの特徴も加えて考慮されるべきであろう。一つは, 強い台風循環が, 上層のトラフと地表付近の前線帯の両方と相互作用すること (3種類の偏差間の相互作用) である。二つ目に, 上層の高気圧性の偏差とも強く相互作用することが考えられる。この上層の高気圧性偏差は, 下層の台風の進行に大きく影響を及ぼすことが指摘されている (Shapiro, 1992; Wu and Emanuel, 1993; Wu and Emanuel, 1995; Wu and Kurihara, 1996; Flatau et al., 1994)。また, 三つ

目として、台風内部の強い条件付き不安定な成層中で引き起こされる鉛直運動との相互作用が考えられる。Anthes (1990) による数値実験では、Hurricane Hazel (1954) の温低化のプロセスを説明するうえで、湿潤過程は不可欠であることを指摘している。更に、Hoskins et al. (1985) が示したように、不安定な成層のもとでは、上下の渦位偏差間で、鉛直方向に相互に影響が及びやすくなることも考えられる。

1.4 近年の温低化研究について

近年、各種再解析データや衛星観測データを用いて、熱帯低気圧の温低化に関する更に詳細なメカニズムが議論されるようになってきた (Bosart et al., 2000; Thorncroft and Jones, 2000; Harr and Elsberry, 2000; Harr et al., 2000)。Bosart et al. (2000) は、Hurricane Opal (1995) に見られた急激な再発達過程の環境場に関して、GOES-8 衛星風データや客観解析データを用いて調べた。再発達時には、対流圏上層の Opal は、総観規模スケールのトラフに伴うジェットストリークと相互作用することで強い発散場を形成していた。ジェットとトラフとハリケーンの三者間の相互作用で、中緯度帯におけるハリケーンの再発達を説明している。また、Emanuel (1995) により定義された、海水面温度と熱的プロファイルから診断される最大可能風速 (maximum potential intensity) と実際の最大風速との差が顕著なときに、トラフとハリケーンは相互作用しやすく、再発達に適した「グッドトラフ」となることを示した。グッドトラフ (good trough) とバッドトラフ (bad trough) とは、それぞれ、熱帯低気圧に中緯度トラフが接近した際に、再発達 (good) に作用するか、減衰 (bad) に作用するかによって類別され、近年、この種の研究で頻りに用いられる用語である。Hurricane Diana (Bosart and Bartlo, 1991) や、Hurricane David (Bosart and Lackmann, 1995) や、Hurricane Elena (Velden, 1987; Molinari et al., 1995, 1998) の研究でも指摘されているように、グッドトラフとなるトラフは、台風の水平スケールとほぼ同等の比較的小規模なトラフに限られることが理解されている。Thorncroft and Jones (2000) では、傾圧不安定波動に見られるライフサイクルパターン (Thorncroft et al., 1993) を、ハリケーンの温低化に対しても適用して考察している。特に、Hurricane Felix (1995) と Hurricane Iris (1995) の温低化過程に見られたライフサイクルパターンの違いを比較している。Iris は、上層の高渦位空気を低気圧性に巻き込む様な温低化過程 (トラフ軸は北西 - 南東方向に伸びる) を辿り、

対称的に、Felix は、上層の高渦位を南北に引き延ばした様な温低化過程 (トラフ軸は北東 - 南西方向に伸びる) を辿った。Thorncroft et al. (1993) によると、温帯低気圧のライフサイクルパターンは、大まかに 2 種類に分けられる。低気圧性の南北シアー場で発達する傾圧不安定波動は、東西に広がる深い閉塞低気圧 (LC2 型) が発達し、南北シアーの無い場では、南北に伸びた弱いカットオフ低気圧 (LC1 型) が発達する。Iris は LC2 的であり、Felix は LC1 的な温低化過程であったと言える。ハリケーンの再発達は、LC2 的な Iris だけに生じた。一方、LC1 的な Felix は停滞していた低気圧システムに吸収されて副次低気圧となった。Harr and Elsberry (2000) では、北西太平洋における Typhoon David (1997) と Typhoon Opal (1997) の温低化過程に関して、前線形成関数 (frontogenesis function) による解析 (Petterssen, 1956) を行っている。台風が中緯度に北進する際には、水平風の変形場により温暖前線付近で前線強化が生じていた。再発達を遂げた David は、中緯度トラフとカップリングしやすいような環境場にあったのに対して、再発達せずに消滅した Opal は、トラフとのカップリングは生じず、個々に分離した状態となっていた。温低化時に生じる前線強化パターンが、台風とトラフの鉛直カップリングの有無を左右することを示唆している。また、Harr et al. (2000) では、同じ事例に対して、Eliassen-Palm (EP) フラックスや運動エネルギー生成量を診断することで、台風に伴う軸対称流の衰弱・強化過程について調べている。David も Opal も中緯度に接近すると、まず、対流圏上層の中心から遠く離れた場所で、運動量フラックスの収束が生じる。そして、再発達を遂げた David は、中心から 800-km 離れた場所で、強い EP フラックスの発散が生じ、軸対称流を強化させるように働いていた。再発達時には、下層における前線帯と相互作用することで、角運動量輸送が生じるだけでなく、上方への顕熱輸送が生じることで傾圧成分が発達していた。一方で、再発達しなかった Opal は、David と比較すると、顕熱フラックスが下層で弱く (弱い傾圧性)、EP フラックスの発散も卓越しなかった。

1.5 温低化の数値実験について

熱帯低気圧の温低化に関する数値実験 (McTaggart-Cowan et al., 2001; Ritchie and Elsberry, 2001, 2003; Kimball and Evans, 2002) も報告されつつある。McTaggart-Cowan et al. (2001) では、Hurricane Earl (1998) の再発達過程に関し

て、メソスケールモデルを用いた数値実験を行っている。Davis and Emanuel (1991) による渦位逆変換法を用いてモデルの初期条件を操作することで、初期値問題に帰着させた感度実験を行った。ハリケーンや中緯度トラフに伴う渦位偏差を取り除いた初期場に基づく数々の感度実験の結果、Earl の再強化に最も重要な役割を果たしたのは、中緯度トラフの有無であることを明らかにした。ハリケーンに伴う下層の循環を取り除いた感度実験でも、基準実験に匹敵するだけのサイクロジェネシスが生じていた。ハリケーンの循環の存在は、再発達には副次的な役割しか果たさず、むしろ、ハリケーン内に残存する湿潤空気存在の方が重要であった。Ritchie and Elsberry (2001) は、水平シアの強さや南北の気温勾配・SST 勾配を操作することで、熱帯低気圧の温低化に関する理想化した数値実験を行った。温低化時に見られる雲分布の非軸対称化や乾燥領域の形成が数値実験によって詳細に再現された。台風と一般場と相互作用することで、台風内に収束帯が形成され、それに伴って、下層では下降流が卓越していた。これが、擾乱内の暖気核 (warm core) の維持に貢献していた。また、Kimball and Evans (2002) は、上層トラフの強さや高度を変えた感度実験を行い、ハリケーンと上層トラフの相互作用の差異を比較している。ハリケーンが最も強く再発達するのは、上層トラフが強くて、かつ、浅い場合であった。上層トラフが深く卓越する場合には、トラフに伴う鉛直シアが局所的に強くなるために、ハリケーンの再発達環境としては好ましくないと指摘している。Ritchie and Elsberry (2003) では、強 (海面中心気圧 977-hPa)、中 (海面中心気圧 991-hPa)、弱 (海面中心気圧 1003-hPa) の 3 種類のトラフのもとで、熱帯低気圧が如何なる再発達過程を辿るかを感度実験により調べている。再発達後の台風の海面中心気圧は、初期のトラフの強さには関係なく、大きな違いは見られなかった (順に、959-hPa, 965-hPa, 967-hPa)。即ち、弱いトラフほど発達のポテンシャルを有していることを示す。一方で、より強いトラフの場合は、より長い時間を掛けて発達していた。

1.6 本研究の目的

以上のように、熱帯低気圧の温低化に関して、活発な議論が成されるようになってきた。これらの先行研究により、台風やハリケーンなどが中緯度帯で減衰・再発達する際には、1) 熱帯起源の湿潤な台風循環、2) 中緯度起源の乾燥した上層トラフ、3) 台風上層の吹き出し雲内の上層リッジ、4) 一般場の傾圧

性、との間の複雑な相互作用が生じていることが推測できる。しかし、これらの複雑な相互作用を定量化できている研究は少なく、特に、上層のリッジ (負渦位偏差) が、トラフや台風の強度にどのような影響を及ぼすかについて触れた研究例は全くない (例えば、Black and Anthes, 1971)。また、再発達時の台風に関しては多くの研究例が存在しているが、殆どは、台風の急激な減衰の原因については触れていない (台風に限らず温帯低気圧の減衰 (サイクロリシス) に着目した研究例は殆どない)。台風の再成達は、台風の衰弱後に生じることから、再成達に至る一連の過程を考えるうえで、減衰期における台風のサイクロリシスのメカニズムを無視することはできないであろう。

そこで、本研究では、日本付近で、急激な減衰と再成達を遂げた台風 9918 号 (TY, Bart) に関する再現実験をメソスケール領域気象モデル PSU/NCAR MM5 (Dudhia, 1993) を用いて行った。台風 9918 号は、典型的な秋台風の特徴を示し、日本上陸後、急激に減衰 (+50hPa/24 時間) し、その後、オホーツク海上にて再び成達 (-15hPa/12 時間) するといった発展を示した (台風 9918 号の概要 (ベストトラック・雲画像等) については、吉野 他 (2002; 2003) を参照のこと)。更に、その再現場を用いて、渦位部分的逆変換 (piecewise potential vorticity inversion) による診断的解析を行うことで、起源の異なる渦位偏差が、台風の急減衰と再成達に及ぼす寄与を定量化した。また、渦位偏差間に生じる相互作用についても定量化を試みて、複雑なプロセスの解明を目指す。この事例の詳細は、後の章に譲るが、典型的な温低化の事例として非常に好例であることを強調したい。本研究で用いられた渦位部分的逆変換は、温帯低気圧等のサイクロジェネシスの定量化を行ううえで、非常に強力な診断解析法であり、この手法を用いた多くの研究例が報告されている (例えば、Davis and Emanuel, 1991; Davis, 1992a; Stoelinga, 1996; Hakim et al., 1996; Huo et al., 1999; Fehlmann and Davis, 1999)。しかし、この診断解析法を、台風の温低化過程に対して施した研究例は全く見当たらない。

2. 数値モデルの概要と計算構成

このような台風 9918 号の温低化過程に関して、領域予報モデル PSU/NCAR MM5 による再現実験を行う。このモデルは、3 次元完全圧縮非膨張系のプリミティブ非静力学平衡領域予報モデルであり、地形準拠座標 (シグマ座標) により構成される (Anthes

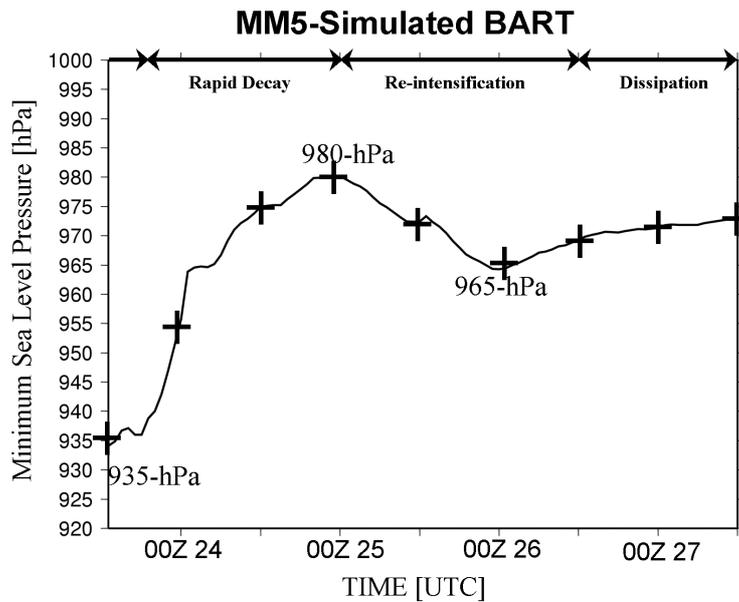


Fig. 1: Time series of the minimum central sea-level pressure of Typhoon Bart (1999) in the MM5-simulated fields with a horizontal resolution of 10-km.

and Warner, 1978). MM5 に関する詳細な情報に関しては, Dudhia (1993) や Grell et al. (1994) を参照して頂きたい. 特に, 本研究では, 最盛期から急減衰期を経て, 再発達期, 消散期に至る全過程の再現を試みる.

計算領域は, 外部ドメイン D1 と, その内部で D1 と双方向で相互作用する移動ネスティングドメイン (D2~D5) を採用した (図省略). D1 の水平格子間隔は 30-km で, D2~D5 の水平格子間隔は 10-km とした. 一般的に, 非常に強い台風の正確な強度予報のためには, 台風の中心付近の構造を十分に解像する必要があり, この移動ドメインは十分な解像度を持つものと思われる. いずれのドメインに対しても, 鉛直方向には 23 ハーフシグマレベルを置いた.

初期値・境界値条件には, 6 時間毎の $1^\circ \times 1^\circ$ の解像度を持つ NCEP Final Analyses 全球客観解析データを使用した. これによる初期値データは, 最盛期の台風の中心付近の構造を解像できていない. そのため, Davis and Low-Nam (2001) による台風ボーガススキームにより, 人工的な最盛期の台風 9918 号の構造を組み込んだ. また, 海面温度には NCEP-NOAA Optimal Interpolating Reynolds SST ($1^\circ \times 1^\circ$ 格子) を積分期間中一定値として与えた (Reynolds and Smith, 1994). 積分期間は, 1999 年 9 月 22 日 00 時 UTC から 28 日 00 時 UTC の計 6 日間である. この積分期間内に, 台風 9918 号は東シナ海 (最盛期) からオホーツク海 (消散期) へと進

み, 温低化が完了した. 外部ドメイン D1 の時間ステップは 90 秒とし, 移動ドメインに対しては 30 秒とした. また, 再現される大気場が, モデルの基礎方程式系になじむまでの 1 日間, D1 に対して解析値ナッジングを施した. この 4 次元同化法を適用することで, モデル初期に生じるショックを抑える効果がある.

本実験で選択された物理過程オプションは, 以下の通りである. 雲の微物理過程スキームには, 水蒸気・雲水・雨水・氷水・雪水混合比を予報する Reissner mixed phase scheme (Reissner et al., 1996) を選択した. 積雲対流スキームには, Grell cumulus convective scheme (Grell, 1994) を併用した. 大気境界層過程に関しては, high-resolution Blackadar PBL scheme (Blackadar, 1979) を採用した. 放射スキームには, cloud longwave-/shortwave-radiation scheme を使用した (Dudhia, 1989).

3. 台風 9918 号の温帯低気圧化について

ここでは, まず, MM5 により再現された台風 9918 号がどのような温低化過程を辿ったかを様々な物理量から概観する.

Fig. 1 は, 再現された台風の中心最低気圧の時系列である. 中心強度とその変化に関して, よい再現性が得られている. 台風の最盛期 (23 日 12 時 UTC 頃) に, 約 935-hPa まで中心気圧が深まった後, 急激な衰弱が始まり, 25 日 00 時 UTC 頃には約 980-hPa

まで中心最低気圧は弱まった。1日半で約45-hPaの中心気圧が上昇したことになる。その後、26日00時UTC頃にかけては、再発達が生じ、その中心気圧は、約965-hPaとなった。再発達の期間中(25日00時UTC~26日00時UTC)、約15-hPaの中心最低気圧の降下が生じており、ベストトラックで示された発達量とよく一致していた。しかし、ベストトラックと比較すると、モデルの急減衰の完了(25日00時UTC頃)と再発達の完了(26日00時UTC頃)は、共に約12時間早く生じていた。前述したように、台風の進路が若干西側へとずれていたことで、接近する中緯度トラフとの相互作用が早まったことが原因であると思われる。再発達の後(26日00時以降)、台風は緩やかにその強度を弱めながら消散していった。

4. 温帯低気圧化時における渦位偏差パターンの変化

ここでは、台風9918号の温低化時に見られる上層・下層の渦位分布パターンの変遷から、温低化時の構造変化について定性的な議論を行う。

Fig. 2は、対流圏中層における500-hPaのエルテル渦位の水平分布を示す。一般的に、この気圧レベルでは、対流活動に伴う潜熱の解放により形成され高渦位が卓越する。また、成層圏起源の高渦位空気も、このレベルにまで貫入してることがある。相対湿度が高い高渦位は対流圏起源(凝結起源)であり、相対湿度が低い高渦位は成層圏起源(トラフ)であると考えられる。最盛期の台風の構造を見ると(Fig. 2a)、台風を中心付近には、直径300-km程度の3-PVU($1\text{-PVU}=1.0\times 10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$)を超える高渦位領域が存在している。これは、湿度70%以上の湿った高渦位に相当し、台風内部の非断熱加熱により形成されたものである。台風の急減衰期になると(Fig. 2b)、台風中心の高渦位構造は維持されたままであるが、台風中心の南側の乾燥領域にも、高渦位空気が卓越しはじめる。また、台風中心の北側の停滞前線付近の湿潤領域でも、対流活動の結果として、顕著な正渦位が生じている。更に減衰が進むと(Fig. 2c)、台風中心の南側には、より広く、乾いた高渦位領域が卓越するようになる。この高渦位領域は、後述するように、台風の移動に伴う背後の下降流により、成層圏起源の高渦位が対流圏中層まで降されてきたものである。台風の北側では、湿った高渦位構造が依然として維持されたままである。下層で強い渦構造が維持されていたのにも拘わらず、中心気圧は急激な上昇傾向を示した。台風が再発達期へと移行すると(Fig. 2d)、台風中心の南側の乾

いた高渦位領域は更に拡大して、台風中心の北側の湿った高渦位領域に匹敵する規模となる。再発達が完了した26日06時(Fig. 2e)には、2種類(乾燥・湿潤)の高渦位は、共に、台風中心にスパイラル状に巻き込む構造となる。その後、消散期になると(Fig. 2f)、スパイラル状に入り組んだ2種類の渦位が相互に伸張り巻き込みながら混合・拡散してゆく。

最盛期の台風に伴う高渦位構造(Fig. 2a)と、温低化の完了時の高渦位構造(Fig. 2f)を比較すると、その水平スケールは10倍以上にも成長していた。成熟期の台風は比較的狭い領域に暴風をもたらすのに対して、温低化後には広域にわたって強風をもたらすという、大きな違いがある。

次に、300-hPaにおけるエルテル渦位の分布パターンの時間変化から(Fig. 3)、台風の上層における個々の渦位間の相互作用について考察する。一般的に、この気圧レベルでは、トラフに伴う乾燥した高渦位と、アウトフロー雲に伴う湿った低渦位が存在し得る。台風9918号の最盛期には、この気圧面でも雲域内に湿った高渦位が存在しており、台風は鉛直方向に非常に背の高い構造をしていたことが分かる(Fig. 3a)。急減衰期になると(Fig. 3b)、トラフに伴う乾燥した高渦位(3-PVU)が徐々に台風に接近し、台風上層のアウトフロー雲に伴う湿った低渦位(0.5-PVU以下)が、台風の北側で発達するようになる。急減衰期が完了すると(Fig. 3c)、台風のすぐ西側にまで5-PVU以上の高渦位からなるトラフが接近し、アウトフロー雲に伴う湿った低渦位との間で顕著な前線形成を伴っていた。再発達期になると(Fig. 3d)、西側のトラフに伴う高渦位空気が台風中心へと低気圧性回転で巻き込み始める。再発達が完了すると(Fig. 3e)、台風中心の直上にトラフの中心が位置するようになる。この時、湿った低渦位が、台風を中心付近でも発達していた。その後、消散期になると(Fig. 3f)、上層の湿った低渦位は台風中心から切り離され、トラフに伴う乾いた高渦位の影響が支配的となる。以上の様な、上層の渦位の分布の変動パターンから、台風9918号の温低化は、Thorncroft et al. (1993)やThorncroft and Jones (2000)が提示した「LC2型ライフサイクル」を辿っていたと言い換えられる。

5. 温帯低気圧化時における非バランス運動

次に、急減衰期と再発達期における、台風近辺で形成されるジェットストリーク(水平風速の極大域)と、それによって励起される非バランス運動について議論する。非バランス運動とは、Krishnamurti (1968)、

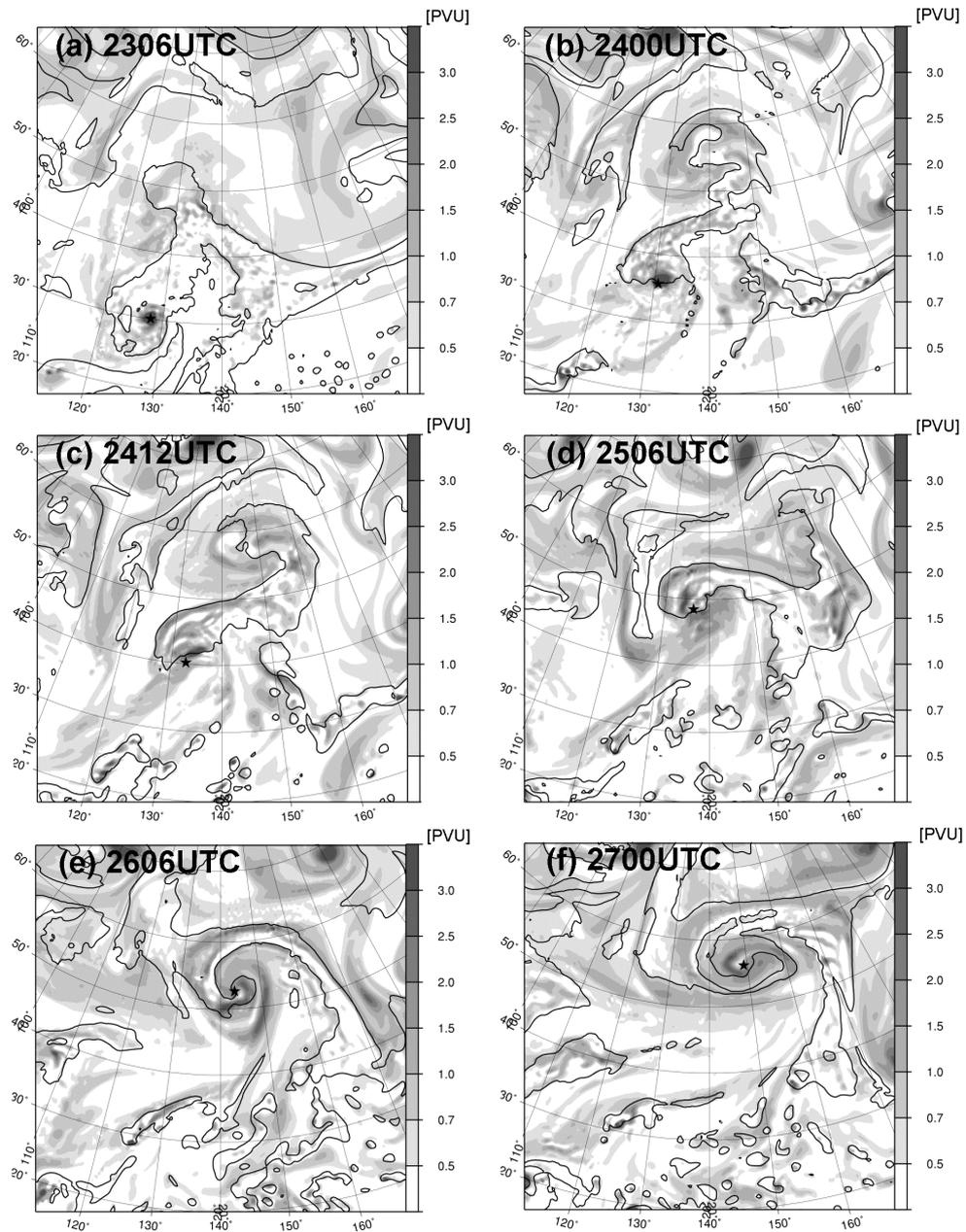


Fig. 2: Horizontal distributions of the 500-hPa Ertel's potential vorticity (shaded according to the scale) from 0600 UTC 23 (mature stage) to 0000 UTC 27 (dissipating stage). Contour lines denote a 500-hPa relative humidity of 70%. Star marks indicate the position of the minimum central sea-level pressure.

及び, Davis and Emanuel (1991) により開発された バランスオメガ方程式により診断された鉛直運動 ω と速度ポテンシャル χ のことをさす. Fig. 4a は, 急減衰期における圏界面付近 300-hPa のジェットストリークと速度ポテンシャル χ の水平分布である. 急減衰期には, 台風の直上には強いジェットが卓越しており, シアー流中の中を台風は移動していた. このような強い鉛直シアーの環境下では, 最盛期のような

鉛直に組織化された渦構造を維持することができ ないと考えられる (Kimball and Evans, 2002). そして, 台風中心の北側の雲域内では, 発散場が形成され, 中層で上昇運動が生じやすい状態となっていた. 一方で, 台風中心の直上では収束場となっており, 中層で下降運動が卓越しやすい状態であった. 台風中心付近に卓越する下降流は, 上層の乾いた高渦位を引きずり降ろす役割を果たすものと思われる. 一

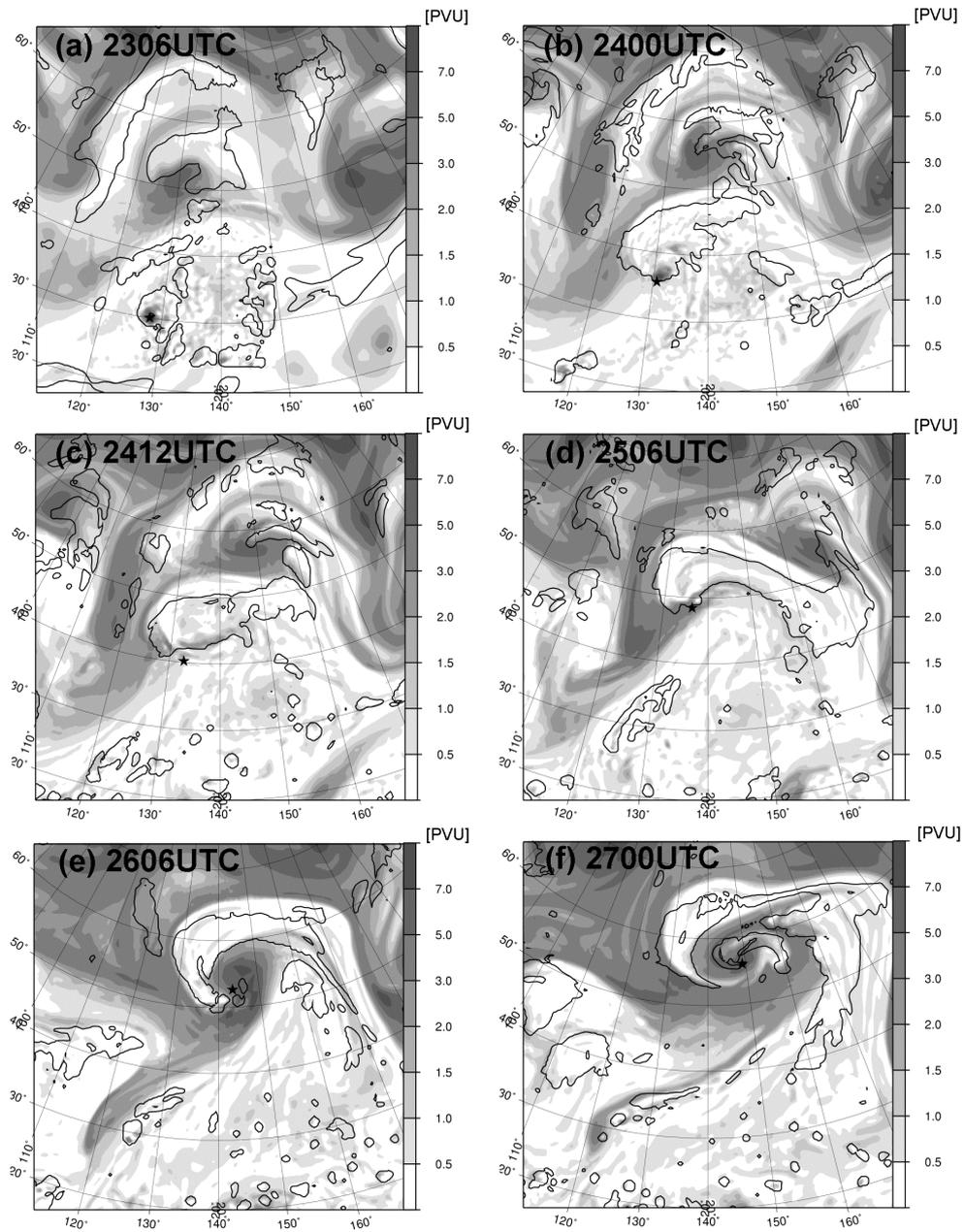


Fig. 3: Horizontal distributions of the 300-hPa Ertel's potential vorticity (shaded according to the scale) from 0600 UTC 23 (mature stage) to 0000 UTC 27 (dissipating stage). Solid lines indicates a snow water mixing ratio of $5.0 \times 10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$. Star marks imply the position of the minimum central sea-level pressure.

般流中に正渦位偏差が移流する際には、その前面で上昇流、後面で下降流が生じることが知られており (Kurihara, 1976; 小倉, 2000), 以上の結果と矛盾しない。また、この特徴は、温低化初期の典型的な構造として知られている (Klein et al., 2000; Ritchie and Elsberry, 2001)。

一方で、再発達期になると、台風中心は傾圧帯の北端に達し、強い一般流の中心軸から離れた位置に

あった (Fig. 4b)。台風中心は、北緯 35 度から 50 度に位置するジェットと、北緯 50 度から 60 度に位置する 2 つのジェットストリークの狭間に位置しており、それぞれ、「南側ジェット出口の左側」と、「北側ジェット入り口の右側」に位置することから、対流圏中層で上昇運動が生じやすい環境にあったと考えられる。実際に、その 2 つのジェットストリーク間では強い発散場となっていた。更に、急減衰期に

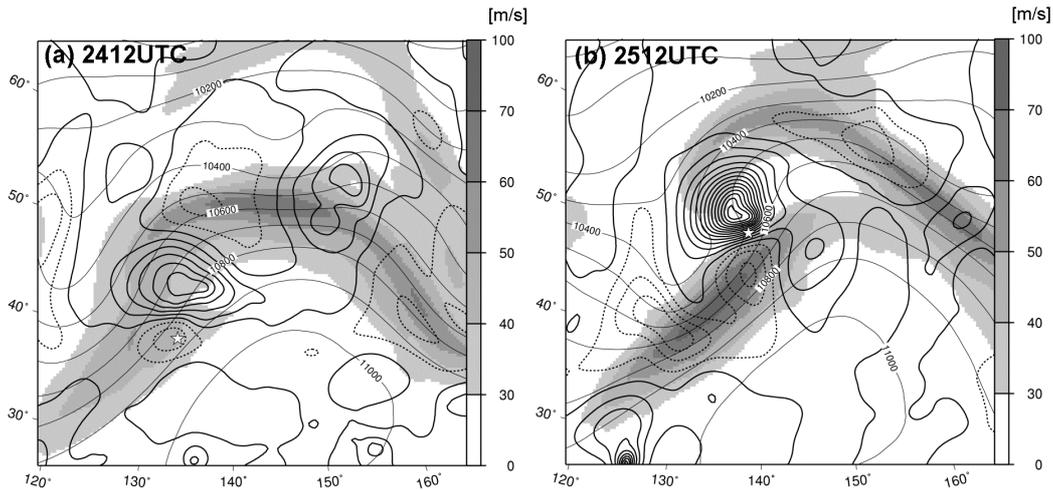


Fig. 4: Horizontal distribution of (a) the 300-hPa isotachs (shaded values greater than 30 m s^{-1}), the balanced geopotential height (thin solid lines, every 100-m), and velocity potential (convergent (divergent) area is indicated by dashed (solid) lines, every $1.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) for 1200 UTC 24 (rapid decaying stage); (b) except for 1200 UTC 25 (re-intensifying stage). The low-level typhoon center is marked by a star.

は台風中心の上層では収束場になっていたのに対して、一転して発散場側に位置するようになる。一方で、台風中心の南側には下降流域が卓越し、接近するトラフに伴う乾いた高渦位を下方へと降ろすように作用していた。

6. エルテル渦位の部分的逆変換解析の概要

台風の急減衰期と再発達期には、起源の異なる渦位偏差間で複雑に相互作用し、台風の強度に大きな影響を与えていたことが推測された。この渦位偏差間の相互作用を定量化するために、Davis and Emanuel (1991) により構築された渦位部分的逆変換 (piecewise potential vorticity inversion) を用いて診断的解析を行った (解析法、及び、文章中の記号等の詳細は吉野 他 (2003) を参照のこと)。

ここで、モデル積分期間中の5日間平均 (23日00時UTC~28日00時UTC) の渦位場を平均場 \bar{q} 、それにより渦位偏差場 q' を定義した。本研究では、以下の計5種類起源から成る渦位偏差場 q_n 、及び、温位偏差場 θ_n に分離することで、各偏差が台風9918号の温低化に及ぼす影響を定量化した。1) 成層圏起源のトラフの影響 (Q_d : 上層トラフ)、2) 台風内部の凝結による下層の正渦位偏差の影響 (Q_{hp} : 下層台風)、3) 台風内部の凝結による上層の負渦位偏差の影響 (Q_{hn} : 上層リッジ)、4) 下部境界面の温位偏差 (θ_{eff} : 下部境界)、5) その他の残差の渦位偏差 (Q_r : 残差)、以降、断りがない限り、括弧内の

表記、及び、略称を用いて議論を進める。

一般的な理解として、対流圏界面付近の正渦位偏差は、下層に低気圧性の高度 (風) 偏差と寒気核を形成し、負渦位偏差は、下層に高気圧性高度 (風) 偏差を生み出すと言われている (Hoskins et al., 1985)。すなわち、 Q_d 、 Q_{hp} は、低気圧性偏差を励起し、 Q_{hn} は、高気圧性偏差を励起することとなる。 θ_{eff} に関しては、正負の両方の値を取り得る。正温位偏差 (暖気移流) の場合は低気圧性偏差を、負温位偏差 (寒気移流) の場合は高気圧性偏差を生じさせる。台風中心における負の高度偏差 Φ' を強化 (弱化) させる可能性としては、高渦位偏差 Q_d 、 Q_{hp} の寄与の発達 (減衰)、負渦位偏差 Q_{hn} の寄与が減衰 (発達)、大気境界層 θ_{eff} における暖気移流 (寒気移流) といったプロセスが考えられる。

7. 温帯低気圧化時の鉛直構造の時間変化

Fig. 5 は、各渦位偏差が強制する 1000-hPa 高度偏差が、台風中心の全高度偏差に及ぼす寄与率 ($= \Phi_n / \Sigma \Phi_n \times 100$) の時間変化を示したものである。

始めに、下層台風 Q_{hp} の寄与の時間変化は、最盛期には、台風中心の低気圧性偏差への寄与の大半を占めていたが、温低化が進むにつれて、その寄与は減少してゆく。しかし、再発達期には、70% 程度の寄与があり、台風が中緯度帯に達しても下層の対流活動の影響は重要であった。消散期になると、下層台風の影響は、半分 (49%) にまで減衰してしまう。

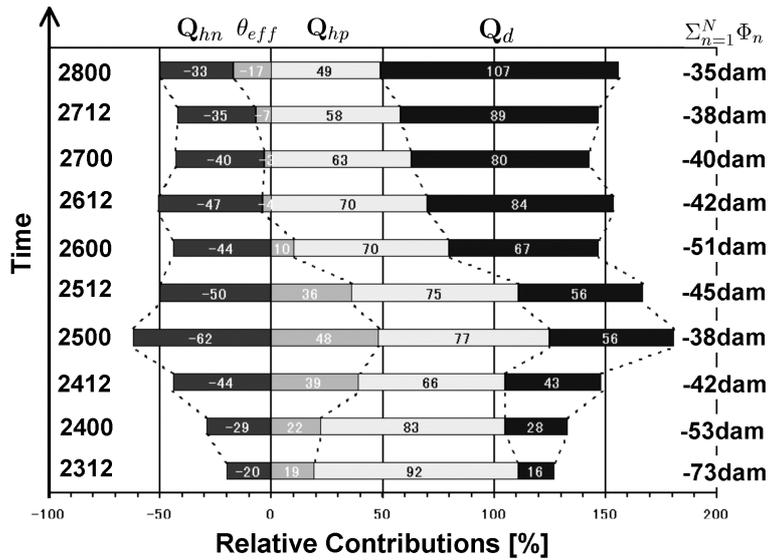


Fig. 5: Relative contribution of Q_{hn} , θ_{eff} , Q_{hp} , and Q_d to the 1000-hPa total geopotential height anomaly Φ' at the typhoon center. Quantity at the left column implies the total geopotential height anomaly $\sum_{n=1}^N \Phi_n$. Values in the histogram are each contribution rate ($\Phi_n/\Phi' \times 100$ [%]).

一方で、上層トラフ Q_d による台風中心の低気圧性偏差への寄与は、下層台風 Q_{hp} の寄与の減少を補うように増加する。再発達期には、上層トラフ Q_d は、下層台風 Q_{hp} に匹敵する寄与率を示す。消散期になると、大部分が上層トラフ Q_d の寄与で説明できるようになり、温帯低気圧としての特徴を持つ擾乱へと変化を遂げた。

また、この「寄与率」は、1000-hPa 面において計算されているので、下部境界 θ_{eff} の影響を直接受けやすいことに注意が必要である。下部境界 θ_{eff} の影響は、特に、急減衰期には、台風中心における下層の強い暖気移流の結果として、低気圧性偏差に大きく貢献していた (48%)。しかし、消散期になると、下部境界 θ_{eff} の影響は、逆に台風の低気圧性偏差に対して負の寄与を示すようになる。これは、上層トラフ Q_d の卓越に伴い、中心付近にまで寒気移流 (寒気核) が卓越していたことが原因であると考えられる。

急減衰期が完了すると、上層トラフ Q_d ・下層台風 Q_{hp} ・下部境界 θ_{eff} の台風中心における寄与率の総和は、181% となることから、この過剰な低気圧性偏差をうち消すだけの負渦位偏差の存在が必要となる。上層リッジ Q_{hn} の負の寄与率は、最盛期には、それほど大きくなかったが、徐々に増加して、最終的には、下層台風 Q_{hp} の低気圧性偏差をうち消すだけの寄与をもたらしようになる。その後、再発達期になると、上層リッジ Q_{hn} の負の寄与は減少し、

その分、正渦位偏差による低気圧性偏差がより卓越しやすい環境となる。消散期へと移行すると、上層の負渦位偏差が台風中心から離れることで、その寄与は徐々に衰退していく。急減衰期と消散期のいずれも台風は衰弱する傾向を示したが、前者は、上層リッジ Q_{hn} により強制的に衰弱させられたのに対して、後者は、単に下層台風 Q_{hp} 自体の衰弱であるという点において大きく異なっている。

次に、台風中心における鉛直構造の時間変化から更に解釈を進める (Fig. 6)。

まず、台風中心における渦位偏差の鉛直構造の変化について考察する (Fig. 6a 参照)。最盛期には台風中心の対流圏中層の 400-hPa 付近に強い正渦位偏差の極大を形成し、全層にわたり (Q_{hp} に相当する) 正渦位偏差が卓越しているが、急減衰期へと移行するに従い、急激に正渦位偏差の構造が減衰する。それに取って代わって、対流圏上層 (Q_{hn} に相当する) 負渦位偏差が卓越し始める。急減衰期が完了すると、300-hPa 付近にまで負渦位偏差が発達するようになり、下層の正渦位偏差の鉛直方向の組織化を阻害するように働いた。再発達期になると、下層で 2-PVU 以上の正渦位偏差が再び成長するようになる。そして、上層で負渦位偏差が卓越していたものが、一転して、(Q_d に相当する) 正渦位偏差へと勢力が変わる。再発達期の完了時には、上層と下層の正渦位偏差は極大となった。上層トラフが台風中心へと低気圧性に巻き込まれることで鉛直方向に正渦位

偏差間のカップリングが生じていた。消散期になると、下層台風 Q_{hp} は衰退して、上層トラフ Q_d だけが残されて、温低化が完了する。

次に、同じく、台風中心における (MM5 の D1 で再現された) 鉛直運動の鉛直構造の時間発展を見る (Fig. 6b 参照)。最盛期には、全層にわたって 0.1 m s^{-1} を超える上昇運動が卓越し、特に対流圏上層で強い上昇運動を伴っていた。暖気核付近で強い不安定が生じていたと考えられる。その後、急減衰期になると、台風中心付近で下降運動が卓越するようになる。そして、急減衰期の完了時には、対流圏下層にまで下降流域は及んでいる。この下降流は、先に論じたように、シア一流中を台風が進行することで非軸対称化した結果、生じたものである。この下降流の卓越が、中心付近で対流活動を抑制したと考えられる。そして、再発達期になると、一転して、対流圏中層における下降流が上昇流へと急激にシフトし、再び、対流圏中層で、 0.1 m s^{-1} を超える上昇流が卓越するようになる。この上昇流が鉛直渦度のストレッチングによって、下層台風の再発達を引き起こすものと考えられる。この再発達期に生じた強い上昇運動は、前述したように、二つのジェットストリークにより生じた上層発散場が関係していると思われる。再発達が完了すると、対流圏中層での上昇運動は見られなくなる。むしろ、上層トラフに伴う下降運動の方が卓越するようになる。

次に、同じく、相当温位の鉛直構造の時間推移について考察する (Fig. 6c 参照)。台風最盛期には、台風中心には全層にわたり高相当温位となり、強い暖気核構造が形成されていた。急減衰期になると、中心付近で下降流が卓越するようになり、乾燥した低相当温位の空気が中層にまで運ばれることで、対流不安定な成層を形成していた。対流圏下層の高相当温位は、急減衰期になっても維持し続けた (~345-K)。そして、再発達期になると、それまで対流圏中層にあった対流不安定な成層は、強い上昇流によって顕在化して不安定が解消される。下層の高相当温位空気は、再発達期の強い上昇運動に伴って対流圏上層へと運ばれ、アウトフロー雲に伴って台風外へと吹き出たものと推測される。消散期になると、308-K 以下の低相当温位が対流圏下層から卓越しはじめ、温帯低気圧の特徴である寒気核が形成されるようになる。

8. 上層の渦位偏差 Q_d と Q_{hn} の起源

ここでは、台風 9918 号の急減衰期と再発達期の強度変化に重要な役割を果たした、上層トラフ Q_d

と上層リッジ Q_{hn} の起源を後方流跡線解析により調べた。

はじめに、対流圏中層にまで貫入してきた Q_d の起源について考察する。Fig. 7a は、台風中心の南側から東側にかけて卓越する Q_d (Fig. 7b の四角内) から放出された後方流跡線を示している。気塊は徐々に下降しながら対流圏中層に達している。はじめは、大陸に位置したトラフと共に南東方向に移動していたが、台風 9918 号に接近することで、台風と共にその進路を北東へと変えた。前述したように、温低化初期の台風の中心付近では強い下降運動が卓越しているため、上層トラフ内の高渦位空気は、下方へと降ろされるものと考えられる。その後、再発達期になると、このトラフに伴う高渦位空気 Q_d と下層台風 Q_{hp} が、共に低気圧性回転で巻き込み合いながらスパイラル状の構造を完成させた。これらの計算されたトラジェクトリーの平均的な高度変化 (Fig. 8a) が示すように、当初は高度 10-km 以上のトラフ内に位置していたが、下降運動に乗って徐々に降下し、最終的には高度 6-km 付近にまで達する。気塊に伴う渦位の時間変化はほとんど無く、おおよそ 1.5-PVU を維持したままであり (渦位の保存)、非断熱加熱・摩擦の過程が殆ど無視できる状態であったと考えられる。

次に、上層のリッジ Q_{hn} の起源について考察する (Fig. 7c)。Fig. 7d は、300-hPa における上層リッジ Q_{hn} で定義された負渦位偏差の分布を示す。この分布は、この台風の北側に偏った上層雲域に相当する。この Q_{hn} の起源を調べるために、同じく、Fig. 7d の四角内から放出された後方流跡線を計算した。この結果を見ると、 Q_d の結果とは異なり、大気境界層内の低い高度から、短時間の内に急激に上昇して、対流圏界面付近に達していることが分かる。雲域に進入した気塊が、その強い上昇運動に伴い上昇したものと考えられる。Fig. 8b は、これらのトラジェクトリーの平均的な高度変化と、気塊に伴う渦位の時間変化を示している。トラジェクトリーのはじめは、もともと、高度 1-km 以下の大気境界層内に位置しており、14 時間前 (24 日 16 時 UTC) 頃から、雲域内に入り上昇しはじめる。そして、最終的には、高度 10-km 付近にまで、強い上昇運動によって運ばれることになる。雲域内で強い非断熱加熱を伴うために、加熱・摩擦無しの結果 (Fig. 8a 参照) とは異なり、激しい渦位の時間変化を伴う。トラジェクトリーが対流圏下層に位置した時には、約 1.0-PVU の値を維持していたが、雲域内に接近して、強い上昇流により気塊の高度が上がるにつれて、気塊の持つ

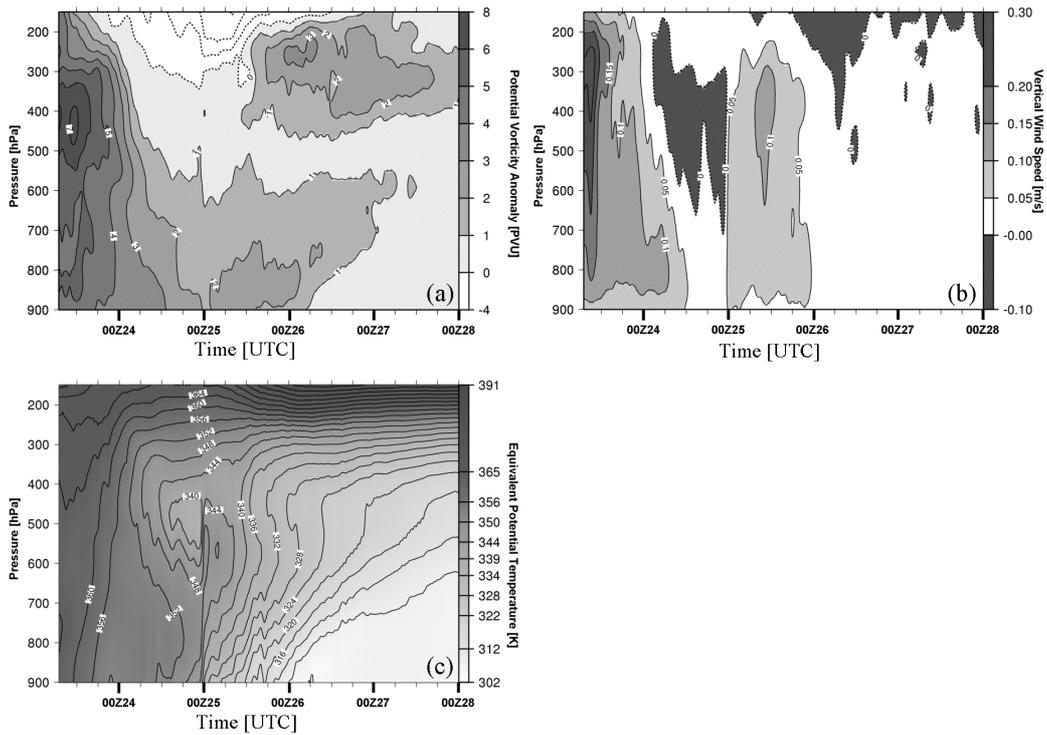


Fig. 6: Time evolution of vertical profile of (a) potential vorticity anomalies (shaded according to the scale and contoured solid (dashed) line for positive (negative)), (b) vertical motion (shaded and contoured every 0.05 m s^{-1}), and (c) equivalent potential temperature (shaded and contoured every 4-K) averaged at the 200-km horizontal square centered on the low-level typhoon center, from 0600 UTC 23 to 0000 UTC 28.

渦位の値も上昇する。気塊が対流圏中層 5-km 付近に達したときに、渦位は約 2.5-PVU のピークに達する。ここでは、強い対流活動に伴って非断熱加熱がピークとなる高度である。そして、更に気塊が上昇することで、渦位は一転して減少傾向を示す。最終的には、対流圏上層へと達した気塊は、最終的には、0.2-PVU の低い渦位であり、台風の北方へとアウトフローしてゆく。

この雲域内を上昇する気塊に伴って渦位が増減するメカニズムについては、Fig. 9 のように考察できる。強い対流活動に伴って非断熱加熱 (図中の陰影部) が生じたとき、非断熱加熱量のピークの上端側では、 $\frac{\partial}{\partial \pi} \left(\frac{d\theta}{dt} \right)$ の正の勾配が形成され、その下端部では、 $\frac{\partial}{\partial \pi} \left(\frac{d\theta}{dt} \right)$ の負の勾配が形成される。非断熱加熱に伴う渦位の生成・消滅に関しては (鉛直成分のみ)、

$$\left(\frac{dq}{dt} \right)_{diab} = -\frac{g\kappa\pi}{p} \left[(f + \zeta) \frac{\partial}{\partial \pi} \left(\frac{d\theta}{dt} \right)_{diab} \right] \quad (1)$$

で表される (ここで、 π はエクスター関数、 $\left(\frac{d\theta}{dt} \right)_{diab}$ は非断熱加熱による温位 θ の時間変化、 $f + \zeta$ は絶対渦度)。結局、絶対渦度が正となる (慣性安定な) 環境においては、非断熱加熱域の上端部を通過する気

塊は渦位が消滅し、非断熱加熱域の下端部を通過する気塊は渦位が生成される傾向を示すことになる。Fig. 7c や Fig. 8b の結果に当てはめて再度考察すると、まず始めに、対流圏下層の比較的安定度の低い低渦位空気が、対流雲内に流入し上昇することで、始めに気塊は渦位生成を経験し、非断熱加熱域の極大域で渦位が最大に達する。その後、更に気塊が雲域内を上昇することで、 $\frac{\partial}{\partial \pi} \left(\frac{d\theta}{dt} \right)$ の負の勾配域へと入り、渦位は減少傾向を示すようになる。理想的な非断熱加熱プロファイルの中を直線的に上昇する気塊の場合には、下端部に流入する気塊の渦位と、上端部に達した気塊の渦位は、同値となるはずである。対流圏下層では、一般的に、低渦位が卓越するために、対流圏上層に達した空気も低渦位になると考えられる。一方で、対流圏上層の平均的な渦位は、比較的高い状態にあるために (Fig. 9)、対流圏上層に達した低渦位空気は、これまで見てきたような上層リッジ Q_{hn} として台風に影響を及ぼすものと考えられる。Fig. 10 は、再発達期の台風上層における、式 (1) で表される非断熱加熱による渦位生成・消滅率の分布を示す。台風中心付近の対流圏上層では、強いアウトフローに伴って、 $\left(\frac{dq}{dt} \right)_{diab}$ が負となる領域

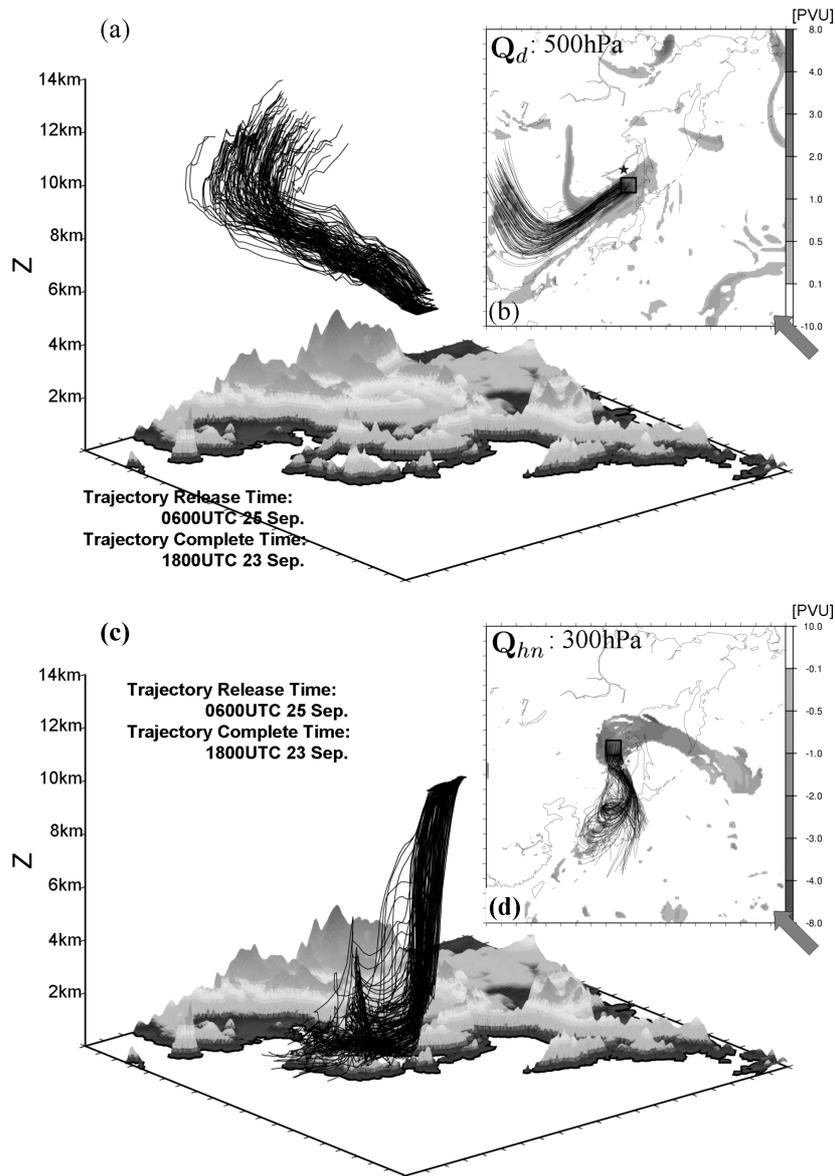


Fig. 7: Thirty-six-hour backward trajectories (total of 221) beginning from (a)(b) the mid-tropospheric (500-hPa) weak positive potential vorticity anomalies behind the typhoon center and from (c)(d) the upper-level (300-hPa) negative potential anomalies inside the cloudy region at 0600 UTC 25 (re-intensification stage). The selected trajectories are released from the thick squared box in (b) and (d). Star mark denotes the low-level typhoon center.

が存在しており、雲内を上昇する気塊の渦位は減じられる傾向にあったことが伺える。上層リッジ Q_{hn} の発達要因として、熱帯域の低渦位空気の水平移流というよりも、下層の低渦位空気の雲内の鉛直移流の方が重要であると言える。対流活動に伴う潜熱放出は、台風のエネルギー源として不可欠であることには間違いはないが、台風の上層では負渦位偏差を発達させ、台風の強度を弱めるようにも作用するという点は非常に興味深い。

9. ジェットストリークの形成

次に、以上のような起源からなる上層トラフ Q_d と上層リッジ Q_{hn} によって強制される風速場について考察することで、非バランス運動との関連について議論する (Fig. 11)。これらの図は、Fig. 4a~b に示された、全渦位偏差により強制されたジェットストリーク (300-hPa 面) の分布と比較される。急減衰期 (Fig. 11a) においては、 Q_d と Q_{hn} により強制された風は、台風から北西方向に吹き出す流れ

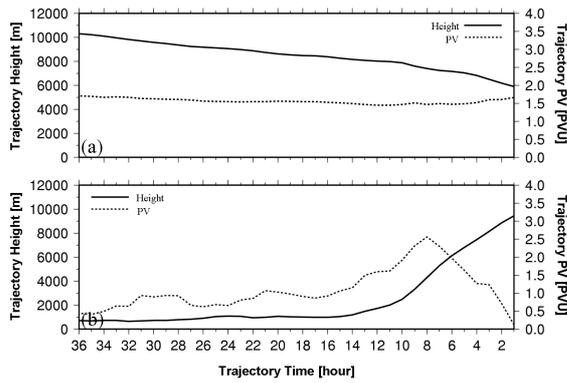


Fig. 8: Time series of the averaged height (solid line) and averaged Ertel's potential vorticity (dotted line) of trajectories that are released from (a) mid-level Q_d (in Fig. 15b) and (b) upper-level Q_{hn} (in Fig. 15d).

場の形成に関係していることが分かる。Fig. 11aに示されるように、急減衰期の台風の直上では、 30 m s^{-1} を超えるような強いジェットが卓越していたが、これらの渦位偏差によるものでなく、平均場 \bar{q} による背景風が大部分であったと考えられる。よって、平均場 \bar{q} による強い一般流が、温低化初期の上昇運動・下降運動のダイポール構造を生み、下層台風 Q_{hp} を減衰させたと言い換えられる。

再発達期 (Fig. 11b) になると、急減衰期とは異なって、平均場 \bar{q} の一般流の影響よりも、上層トラフ Q_d と上層リッジ Q_{hn} により強制された場の影響を強く受けるようになる。Fig. 4b で既に議論されたように、台風中心の南西側と北西側には2つの強いジェットストリークが形成されていた。Fig. 11b との対比より、台風中心の北西側のジェットストリークは、上層リッジ Q_{hn} により励起される南西風で、一方、台風中心の南西側のジェットストリークは、巻き込まれた上層トラフ Q_d により強制される南西風によって説明できる。すなわち、ジェットストリークの形成に、上層トラフ Q_d の接近や、上層リッジ Q_{hn} の発達、大きく関与していたと言い換えられる。上層リッジ Q_{hn} は、急減衰期の台風を弱めるように作用するだけでなく、ジェットストリークの形成を介して台風を再発達させるように貢献していたことが理解された。

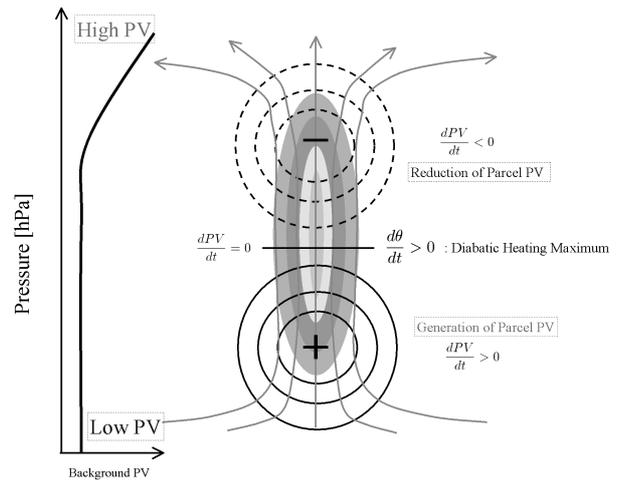


Fig. 9: Schematic illustration relating to generation and reduction of potential vorticity associated with adiabatic heating (shaded) in a 2-D convection. Latent heating creates the upper-level - tendency (dashed lines) and low-level + tendency (solid lines) assuming that absolute vorticity is positive.

10. 結論

台風 9918 号の温低化過程の際に、予期せぬ急減衰 (中心最低気圧 +50-hPa/24 時間) と再発達 (中心最低気圧 -15-hPa/12 時間) が観測された。本研究では、その最盛期からの一連の温低化のプロセスに関して、メソスケール領域気候モデル PSU/NCAR MM5 を用いた再現実験を行った。更に、その再現場を使用して渦位に基づく診断解析を行うことで、その急減衰と再発達のメカニズムを明らかにした。

メソ気象モデル PSU/NCAR MM5 の再現場は、急減衰期の中心気圧の上昇と、再発達期の中心気圧の再降下を定量的に良く再現することができた。また、再現された台風に伴う雲分布を、気象衛星ひまわり 5 号の赤外 1 画像と比較したが、ライフサイクル毎に非常に良い一致を示した。急減衰期における雲分布の急激な非軸対称化と、再発達期に見られた中心を取り巻くスパイラル状の雲分布を、メソスケールモデルにより精度良く再現することができた。

この再現場を用いて詳細に解析を行った。急減衰期には、台風 9918 号が既存の停滞前線帯へと接近することにより、台風の北側で急激な前線強化が生じ、また、台風の南側に低相当温位な空気が流入することで、熱的に非軸対称的な構造へと急変していた。しかし、台風は減衰しながらも、雲域内では依然として強い暖気核構造を呈しており、台風としての特徴と温帯低気圧としての特徴が共存した状態となっていた。再発達期には、Shapiro and Keyser (1990),

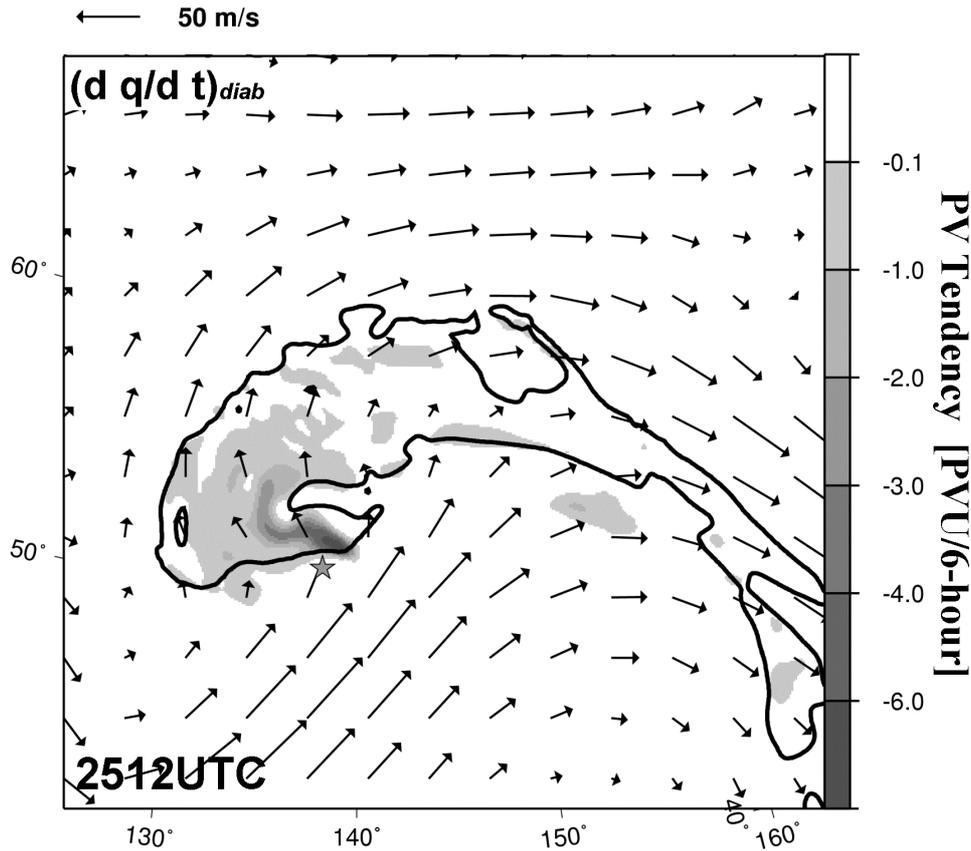


Fig. 10: Horizontal distribution of the negative Lagrangian tendency of potential vorticity $(\frac{dq}{dt})_{diab}$ (shaded according to the scale) and horizontal wind vectors at 300-hPa, at 1200 UTC 25. Solid line indicates a relative humidity of 70%. Low-level typhoon center is marked by a star.

Neiman and Shapiro (1993), Neiman et al. (1993) 等で提唱されている新たな低気圧像である、いわゆる、シャピロモデルの最盛期に見られるような、後屈温暖前線 (bent-back warm front) や暖気核隔離 (warm seclusion) や T ボーン (frontal T-bone) といった構造が観測された。力学的保存量であるエルテル渦位の分布とその時間推移を調べたところ、最盛期の台風は鉛直方向に組織化された高渦位構造を示していたが、急減衰期になると、徐々に対流圏上層で低渦位空気が、また、対流圏中層で乾いた高渦位空気が卓越しはじめ、鉛直構造の急激な変化が確認された。台風の中層付近で観測された乾燥した高渦位空気は、一般場のシアー流中を進行する台風の後面で卓越する下降運動に伴って、対流圏上層から降るされてきたものである。また、台風上層で発達した低渦位空気は、台風内部の積雲対流活動によって形成されたものであった。そして、再発達期になると、トラフに伴う高渦位空気が台風中心へと巻き込みながら接近することで、中心付近で上昇運動 (上

層発散場) が卓越し、下層の高渦位空気の再発達が見られた (下層渦のストレッチング生成)。急減衰期に生じた大きな有効位置エネルギー (トラフ軸が上層に傾いた状態) が、渦運動エネルギーに変換されることによって再発達が完了した。最終的には、上層トラフの高渦位空気と下層の台風の高渦位空気が鉛直方向にカップリングすることで順圧的構造になり、その後、台風は徐々に消散した。

このような、台風の温低化時に見られた複雑な渦位間の相互作用を定量化するために、渦位部分的逆変換 (piecewise potential vorticity inversion) による診断解析 (Davis and Emanuel, 1991) を行った。この解析は、渦位場と速度場・高度場 (温度場) の間で「転換可能性原理 (invertibility principal)」が成り立つことを利用した解析法であり、水平スケール (ロスビー数 Ro) に依存しない精度の高い診断を行える。特に、各渦位偏差が強制する高度偏差が、台風中心における全高度偏差に占める割合 (寄与率) を評価することで、ライフサイクル毎の各渦位偏差

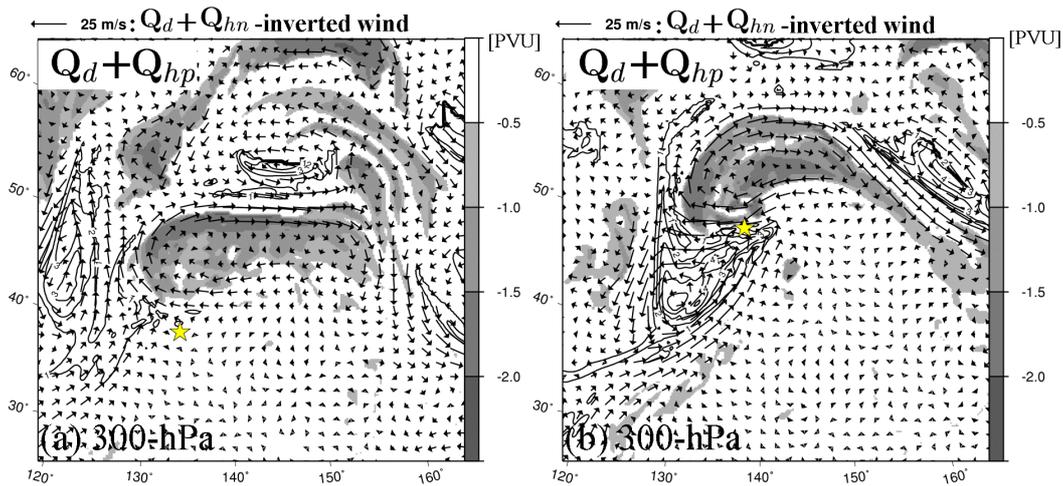


Fig. 11: Horizontal distribution of (a) the 300-hPa $Q_d + Q_{hn}$ -inverted wind vectors, 300-hPa Q_{hp} (shaded according to the scale), and 300-hPa Q_d (contoured, every 1-PVU) for 1200 UTC 24; (b) except for 1200 UTC 25. The low-level typhoon center is marked by a star.

の重要性に着目した考察がなされた。

台風の最盛期には、台風中心の全高度偏差の中で、90%以上が、台風内の非断熱加熱により形成された正渦位偏差 Q_{hp} で説明できた。その他の渦位偏差の寄与は無視できる程度のものであった。しかし、台風の急減衰期になると、その下層台風 Q_{hp} の寄与は70%まで減少し、その代わりに、上層トラフ Q_d の接近に伴う寄与が56%、暖気移流が卓越する下部境界 θ_{eff} の寄与が48%と増加した。依然として下層台風 Q_{hp} の寄与が最も重要であったことには変わらない。また、一方で上層リッジ Q_{hn} は、-62%の寄与を示し、これも、台風の強度変化に大きく影響を及ぼしていた。台風の急減衰期には、下層台風 Q_{hp} の減衰に加えて、上層リッジ Q_{hn} の発達で、台風を強制的に弱めていたことが明らかとなった。台風の再発達期になると、上層の負渦位偏差 Q_{hn} による負の寄与率は減少傾向を示し(-62% → -44%)、また、トラフと台風が鉛直方向にカップリングすることで上層トラフ Q_d による正の寄与率は上昇傾向を示した(56% → 67%)。上層リッジ Q_{hn} は、急減衰期には台風を弱めるように作用していたにも関わらず、再発達期には転じて、上層のジェットストリークの形成に重要な役割を果たしており、再発達に不可欠な存在となっていた。その後、消散期になると、寒気核の発達から θ_{eff} は負の寄与を示すようになり、下層台風 Q_{hp} の寄与率は更に減衰し、上層トラフ Q_d の寄与率は更に上昇することで、台風の温低化が完了する。台風9918号の急減衰期と消散期には、いずれもサイクロリシスが生じていたが、減衰

のメカニズムは両者で大きく異なっている点に注意しなくてはならない。急減衰期には、台風自体の発達のポテンシャルを有していたにも拘わらず、下降流に伴って乾燥空気が流入することで対流活動が抑制され、更に、上層リッジの発達により下層台風の高度偏差の発達が抑制された結果として、強制的にサイクロリシスが生じていた。一方で、消散期には、台風下層に残存した水蒸気が対流活動で消費しつくされ、内部からサイクロリシスが生じていた。

また、再発達期に生じた上層トラフ Q_d の低気圧性巻き込み (Thorncroft et al. (1993) による温帯低気圧のライフサイクル分類で「LC2型」に特徴的な現象である) と、上層トラフ Q_d と下層台風 Q_{hp} との鉛直カップリングに関する詳細な過程を調べた。再発達期初期には、平均基本場 \bar{q} の強い南西風が上層トラフを北東へと運び、上層リッジ Q_{hn} が下層台風を西へと運ぶように寄与することで、トラフと台風間の距離が縮まった。再発達期になると、台風中心が南西風ジェットの低気圧性水平シア側位置することで、上層トラフの巻き込みは強化される。また、下層台風 Q_{hp} による南風と上層リッジ Q_{hn} による東風が、上層トラフの巻き込みと伸張には重要な役割を果たした。そして、下層台風 Q_{hp} と上層トラフ Q_d は、藤原効果 (Fujiwhara effect) により、それぞれ低気圧性回転で相対位置を変化させていたことが理解された。

以上より、本研究で得られた知見を模式図で表すと Fig. 12 のようになる。Davis and Emanuel (1991) でも論じられているように、上層・下層における正・

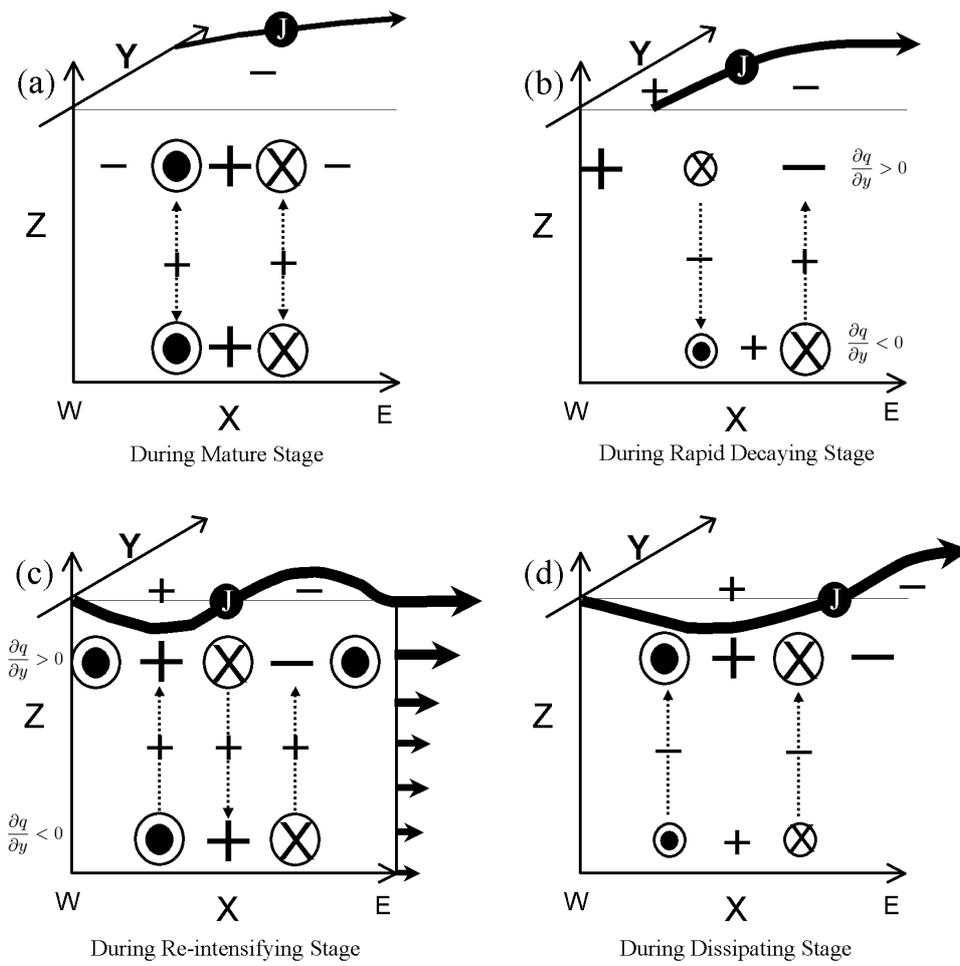


Fig. 12: Schematic illustrations (based on Fig. 1 in Davis and Emanuel (1991)) of the vertical structure of Typhoon Bart (1999) in (a) mature stage, (b) rapid decaying stage, (c) re-intensifying stage, and (d) dissipating stage. "+" and "-" signs indicate positive and negative PV anomaly, respectively (size is proportional to its strength). Circles containing X mark denote wind into the section (southerly); circles with a dot indicate wind out of the section (northerly). The radius is proportional to wind speed. Dotted arrows show vertical interactions from an induced wind to a PV anomaly (or an induced wind) at the different level. The + and - signs on dotted arrows imply time-tendency of the affected anomaly resulting from the vertical interaction. Basic-state streamline is shown by thick arrows.

負の渦位偏差の強度変化 (サイクロジェネシス/サイクロリシス) を引き起こす過程には、次の三つがあるものと考えられる。1) 上層・下層で位相がずれた際の相互の強度変化 (傾圧過程), 2) 上層・下層で位相が一致した際の相互の構造変化 (順圧過程), 3) 対流雲内の非断熱加熱による下層低気圧と上層高気圧の発達 (湿潤過程), 台風の最盛期には (Fig. 12a 参照), 鉛直方向に真っ直ぐ伸びた順圧的な正渦位構造が卓越していた。この時, 台風内の積雲対流に伴う非断熱加熱が, 鉛直に立った正渦位偏差を作り出していた。この時の背景場は, 渦位の南北勾配は上層・下層ともに顕著でなく, 傾圧的な発達・減

衰は生じにくい。急減衰期になると, 中緯度帯の西風ジェットと接近することで, 台風は転向し, 台風循環に非軸対称化が顕著になる (Fig. 12b 参照)。台風中心に相対的に西側象限では弱風となり, 東側象限では強風となる。また, 背景場の傾圧性が増すことで, 下降運動と上昇運動, 寒気移流と暖気移流のパターンが顕著になる (Klein et al., 2000)。台風の東側の南風の影響は上層へと及び, 基本場の渦位の南北勾配 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} > 0$ の結果として, 負渦位偏差が強化される。それに加えて, 本研究で明らかにされたように, 暖気移流域で発達する非軸対称的な対流活動の結果として, 上層で負渦位偏差が強く発達する。

この上層の負渦位偏差が、台風に伴う正渦位偏差を背の低い構造へと抑制し、強制的に台風を衰弱させた。下層台風と上層トラフの位相差が、約 180° に接近するまでは減衰が生じる。その後、一般風の鉛直シアーにより位相差が更に縮まることで、傾圧不安定による再発達段階へと移行する (Fig. 12c)。台風の再発達期には、トラフ軸が西に傾いた相互作用に適した構造となり、下層台風と上層トラフと上層リッジの振幅が増幅する。再発達期にも、依然として下層の非断熱加熱の効果は無視できない。その後、更に上層のトラフと下層の台風が相互に接近しあうことで、正渦位偏差間が鉛直カップリングが生じ再発達が完了する (Fig. 12d)。消散期になると、上下の正渦位偏差は相互に風を強め合うような順圧的構造となる、渦位偏差のこれ以上の傾圧過程や湿潤過程による発達は生じず、徐々に減衰してゆく。下層に豊富に残存していた水蒸気が対流活動により消費され再分配 (上層のアウトフロー雲) された結果として、下層の対流活動に帰する正渦位偏差は消滅することになる。それに呼応して、上層トラフに伴う低気圧活動も減衰の一途を辿る。

本研究により、台風 9918 号の温低化時における複雑な相互作用を定量化できた。そして、特に、非断熱加熱により形成された上層の負渦位偏差が、台風を急激に減衰させ、また、再発達を促進するといった二面性を有していることが理解された。すなわち、台風のエネルギー源として不可欠な非断熱加熱が、台風の強化/弱化的のいずれにも作用することを意味しており、中緯度台風の正確な進路・強度予報のためには、数値予報モデル内の雲微物理過程や積雲対流パラメタリゼーションの高精度化 (特に、潜熱解放による大気非断熱加熱量の高精度化) が不可欠となってくる。このことに関して、事例解析に留まらないより系統的な理解が求められる。

謝辞

研究対象となった台風 9918 号に関連する各種気象データ (ベストトラック・気象衛星画像・領域客観解析データ等) を提供して下さった気象業務支援センター、気象庁関係者の皆様に謝意を表します。地球フロンティア研究システムの栗原宜夫氏には、的確なアドバイスを頂きました。京都大学理学研究科の余田成男教授・里村雄彦助教授や、京都大学防災研究所の林泰一助教授からも、適切なお意見を賜りました。皆様に深く御礼申し上げます。

参考文献

- 小倉義光 (2000): 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289 pp.
- Anthes, R. A. and Warner, T. T. (1978): Development of hydrodynamical models suitable for air pollution and other mesometeorological studies, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 106, pp. 1045–1078.
- Anthes, R. A. (1990): Advances in the understanding and prediction of cyclone development with limited-area fine-mesh models, *Extratropical cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, pp. 221–253.
- Black, P. G. and Anthes, R. A. (1971): On the Asymmetric Structure of the Tropical Cyclone Outflow Layer, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, pp. 1348–1366.
- Blackadar, A. K. (1979): High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, No. 1, J. Pfafflin and E. Ziegler Eds., Gordon and Breich Scientific Publishing, pp. 50–85.
- Bosart, L. F. and Bartlo, J. A. (1991): Tropical storm formation in a baroclinic environment, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 119, pp. 1979–2013.
- Bosart, L. F. and Dean, D. B. (1991): The Agnes rainstorm of June 1972: Surface feature evolution culminating in inland storm redevelopment, *Wea. Forecasting*, Vol. 6, pp. 515–537.
- Bosart, L. F. and Lackmann, G. M. (1995): Postlandfall tropical cyclone reintensification in a weakly baroclinic environment: A case study of Hurricane David (September 1979), *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 123, pp. 3268–3291.
- Bosart, L. F., Velden, C. S., Bracken, W. E., Morinali, J., and Black, P. G. (2000): Environmental influences on the rapid intensification of Hurricane Opal (1995) over the Gulf of Mexico, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, pp. 322–352.
- Brand, S., and Guard, C. P. (1979): An observational study of extratropical storms that evolved from tropical cyclones in the western North Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 57, pp. 479–482.
- Davis, C. A. and Emanuel, K. A. (1991): Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 119, pp. 1929–1953.
- Davis, C. A. (1992): A potential-vorticity diagnosis of the importance of initial structure and condensational heating in observed extratropical cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, pp. 2409–2428.
- Davis, C. A. and Low-Nam, S. (2001): The NCAR-AFWA Tropical Cyclone Bogussing Scheme, A Report Prepared for the Air Force Weather Agency (AFWA), 13 pp.
- DiMego, G. J. and Bosart, L. F. (1982): The transformation of Tropical Storm Agnes into an extratropical cyclone. Part I: The Observed Fields and Vertical Motion Computations, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 385–411.
- DiMego, G. J., and Bosart, L. F. (1982): The transformation of Tropical Storm Agnes into an extratropical cyclone. Part II: Moisture, vorticity and kinetic energy

- budgets, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 412–433.
- Dudhia, J. (1989): Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiments using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 46, pp. 3077–3107.
- Dudhia, J. (1993): A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 1493–1513.
- Emanuel, K. A. (1995): Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, pp. 3969–3976.
- Fehlmann, R. and Davies, H. C. (1999): Role of salient PV-elements in an event of frontal wave cyclogenesis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 125, pp. 180–1824.
- Flatau, M., Schubert, W. H., and Stevens, D. E. (1994): The role of baroclinic processes in tropical cyclone motion: The influence of vertical tilt, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 51, pp. 2589–2601.
- Foley, G. R. and Hanstrum B. N. (1994): The capture of tropical cyclones by cold fronts off the west coast of Australia, *Wea. Forecasting*, Vol. 9, pp. 577–592.
- Grell, G. A. (1993): Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 764–787.
- Grell, G. A., Dudhia, J. and Stauffer, D. R. (1994): A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5), NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 114 pp.
- Hakim, G. J., Keyser, D. and Bosart, L. F. (1996): The Ohio valley wave-merger cyclogenesis event of 25–26 January 1978. Part II: Diagnosis using quasi-geostrophic potential vorticity inversion, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 124, pp. 2176–2205.
- Harr, P. A. and Elsberry, R. L. (2000): Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structure characteristics during the transition process, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, pp. 2613–2633.
- Harr, P. A., Elsberry, R. L., and Hogan, T. F. (2000): Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II: The impact of midlatitude circulation characteristics, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, pp. 2634–2653.
- Hart, R. E. and Evans, J. L. (2001): A climatology of the extratropical transition of Atlantic tropical cyclones, *J. Climate*, Vol. 14, pp. 546–564.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W. (1985): On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 111, pp. 877–946.
- Hoskins, B. J. and Berrisford, P. (1988): A potential vorticity view of the storm of 15–16 October 1987, *Weather*, Vol. 43, pp. 122–129.
- Huo, Z., Zhang, D.-L., and Gyakum, J. R. (1999): Interaction of potential vorticity anomalies in extratropical cyclogenesis. Part I: Static piecewise inversion, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 127, pp. 2546–2562.
- Kimball, S. K. and Evans, J. L. (2002): Idealized numerical simulations of hurricane-trough interaction, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 130, pp. 2210–2227.
- Klein, P. M., P. A. Harr, and Elsberry, R. L. (2000): Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage, *Wea. Forecasting*, Vol. 15, pp. 373–396.
- Kornegay, F. C., and Vincent, D. G. (1976): Kinetic energy budget analysis during interaction of Tropical Storm Candy (1968) with an extratropical frontal system, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 104, pp. 849–859.
- Krishnamurti, T. N. (1968): A diagnostic balance model for studies of weather systems of low and high latitude, Rossby number less than 1, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 96, pp. 197–207.
- Kurihara, Y. (1976): On the development of spiral bands in a tropical cyclone, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, pp. 940–958.
- Matano, H. and Sekioka, M. (1971): On the synoptic structure of Typhoon Cora, 1969, as the compound system of tropical and extratropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 49, pp. 282–295.
- Matano, H. and Sekioka, M. (1971): Some aspects of extratropical transformation of a tropical cyclone, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 49, pp. 736–743.
- McTaggart-Cowan, R., Gyakum, J. R., and Yau, M. K. (2001): Sensitivity testing of extratropical transitions using potential vorticity inversions to modify initial conditions: Hurricane Earl case study, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 129, pp. 1617–1636.
- Molinari, J., Skubis, S., and Vollaro, D. (1995): External influences on hurricane intensity. Part III: Potential vorticity structure, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, pp. 3593–3606.
- Molinari, J., Skubis, S., Vollaro, D., Alsheimer, F., and Willoughby, H. E. (1998): Potential vorticity analysis of tropical cyclone intensification, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, pp. 2632–2644.
- Neiman, P. J. and Shapiro, M. A. (1993): The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I: Frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 2153–2176.
- Neiman, P. J., Shapiro, M. A., and Fedor, L. S. (1993): The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part II: Mesoscale structure and diagnostics, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 2177–2199.
- Palmén, E. (1958): Vertical circulation and release of kinetic energy during the development of Hurricane Hazel into an extratropical storm, *Tellus*, Vol. 10, pp. 1–23.
- Petterssen, S. (1956): *Weather analysis and forecasting* Vol. 1, Motion and Motion Systems, 2nd ed., McGraw-Hill, pp. 428.
- Petterssen, S. and Smebye, S. J. (1971): On the development of extratropical storms, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 97, pp. 457–482.
- Reisner, J. R., Rasmussen, J. and Brientjes, R. T. (1998): Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 124B, pp. 1071–1107.

- Reynolds, R. W. and Smith, T. M. (1994): Improved global sea surface temperature analyses, *J. Climate*, Vol. 7, pp. 929–948.
- Ritchie, E. A. and Elsberry, R. L. (2001): Simulations of the transformation stage of the extratropical transition of tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 129, pp. 1462–1480.
- Ritchie, E. A. and Elsberry, R. L., (2003): Simulations of the extratropical transition of tropical cyclones: Contributions by the midlatitude upper-level trough to reintensification, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 131, pp. 2112–2128.
- Sekioka, M. (1956): A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in middle latitudes. Part I: Synoptic structure of Typhoon Marie over the Japan Sea, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 34, pp. 42–53.
- Shapiro, L. J. and Keyer, D. (1990): Fronts, jets, and the tropopause, Extratropical cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, pp. 167–191.
- Shapiro, L. J. (1992): Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 49, pp. 140–154.
- Shapiro, L. J. and Franklin, J. L. (1995): Potential vorticity in Hurricane Gloria, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 123, pp. 1465–1475.
- Sinclair, M. R. (1993): Synoptic-scale diagnosis of the extratropical transition of a southwest Pacific tropical cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 941–960.
- Sinclair, M. R. (1993): A diagnostic study of the extratropical precipitation resulting from tropical cyclone Bola, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 2690–2707.
- Stoelinga, M. T. (1996): A potential vorticity-based study of the role of diabatic heating and friction in a numerically simulated baroclinic cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 124, pp. 849–874.
- Thorncroft, C. D., Hoskins, B. J., and McIntyre, M. E. (1993): Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 119, pp. 17–55.
- Thorncroft, C. D. and Jones, S. C. (2000): The extratropical transitions of Hurricane Felix and Iris in 1995, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, pp. 947–972.
- Thorpe, A. J. and Clough, S. A. (1991): Mesoscale dynamics of cold fronts—Structures described by dropsondings in Frontas 87, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 117, pp. 903–941.
- Velden, C. S. (1987): Satellite observations of Hurricane Elena (1985) using the VAS 6.7- μ m “ water-vapor ” channel, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 68, pp. 210–215.
- Wu, C.-C. and Emanuel, K. A. (1993): Interaction of a baroclinic vortex with background shear: application to hurricane movement, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, pp. 62–76.
- Wu, C.-C. and Emanuel, K. A. (1995): Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part II: Tropical Storm Ana (1991) and Hurricane Andrew (1992), *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 123, pp. 93–109.
- Wu, C.-C. and Kurihara, Y. (1996): A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane–environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 53, pp. 2264–2282.

Interaction among Upper/Lower Potential Vorticity Anomalies during the Extratropical Transition of Typhoon Bart (1999)

Jun YOSHINO, Hirohiko ISHIKAWA and Hiromasa UEDA

Synopsis

A numerical simulation and piecewise potential vorticity (PV) inversion diagnosis are conducted on the rapid decaying and re-intensification of Typhoon Bart (1999) over the western North Pacific Ocean. The mid-latitude typhoon remnant was strongly influenced by an upper-level negative PV anomaly associated with an outflowing cloud shield. It became clear that convective activity, which was responsible for forming negative PV anomaly, enhanced the effect of cyclolysis, as well as cyclogenesis.

Keywords : typhoon; mid-latitude trough; extratropical transition; numerical prediction; potential vorticity diagnosis