# 台風通過時に発生する Pressure dip の内部構造の研究

筆保弘徳<sup>\*</sup>·林 泰一

\* 京都大学大学院理学研究科

# 要旨

台風通過時の気圧データには,希に台風の中心から離れた場所で気圧が急低下するメソ--ス ケールの Pressure dip が観測される。過去においてこの現象の事例解析がいくつかあるものの, そのメカニズムは未だ解明されていない。著者らは,メソスケールモデル(MM5)を用いて, Pressure dip と同位置に発生する台風とは異なる低圧部を再現することに成功した。この構造 を調べると,その低圧部は周囲から台風内部への inflow により,中緯度上層の高温位の気塊が 断熱的に貫入してくることで作られる下層の高温位偏差に因る低圧部と見出した。この結果が, 観測された PD と状況が似ていることから,その構造は Pressure dip にも対応することを示した。

キーワード: Pressure dip,台風,メソスケールモデル MM5,乾燥貫入,メソロー

1.はじめに

Pressure dip(以後 PD と記す)とは、台風通過時に希 に観測される、台風の中心から離れた場所で気圧が急 低下し、短時間で以前の傾向にもどるという現象であ る。Fig.1 は、TY Zeb(9810)通過時の鳥取地方気象台 で観測された気圧自記記録である。台風最接近時から 約1時間後に、約40分間で6hPaのくぼみ状の急低下 が観測されている。PDの研究は、TY Della(4902)で観 測された PD を Fujita(1952a)が紹介し名付けて以来、 PD の事例報告は幾つかあるものの(Fujita、1952b、 1992;中島他、1980;光田他、1979;藤井他、1992; 藤井、1992a:前田、1994;板野、1994)、その急低下 の原因は未だ分かっていない。

筆保・林(2001)は統計的な研究により,PDの一般的 な性質を見いだした。過去約20年間に日本付近に接近 した台風から,定量的な定義を基に9ケースの台風を 検出した。PDが日本付近で発生する総観場の特徴は, 上層のトラフが日本の西側に位置し,その台風通過前 から東西に延びた前線が解析される傾圧性の強い場に 限られている。また PD の発生位置は,台風北西象限 から西北西象限で台風進行方向に対して左後ろ,中心 から100~350kmの距離で発生している。また,進行 方向に対して垂直方向へバンド状に100~250kmの水



Fig.1. Observed barograms at Tottori for period 1300 – 1800 UTC on 17 October 1998.

平規模を持って位置している。PD 前面はレインバン ドが観測されており、その後面は乾燥域となっている。 高層観測では、上層の一般風が台風内部へ貫入してい る様子が観測されている(Fig.2)。地上風では PD の前 面は発散域、後面は収束域という分布になっている。

過去の事例から,その PD のメカニズムについての 考察はいくつか提案されている。Fujita(1952a)は台風シ ステムからの水蒸気除去と考察し, Matsumoto and Okamura(1985)はレーダー観測結果や簡単な 2 層モデ ルの結果から内部重力波と示唆している。それについ てさらに辻村(1993)は,内部重力波ソリトンが台風シ



Fig.2. Schematic description of the synoptic-scall environment specifying the pressure dip.

ステムと相互作用を続けた現象と述べている。また井 上ら(1999)は,アメダスを用いた下層温度構造の解析 から冷気外出流と説明している。筆保・塚本(2000)は, 台風システムと相互作用して強化された内部重力波が 伝播した結果と考察した。筆保・林(2001)は,多くの PDの事例から,1)条件付き不安定層に覆われた対流圏 下層の安定層をダクトとした内部重力波,2)乾燥貫入 によるメソローに類似した現象という2つの考察を提示した。

本研究では,PD が発生した台風 3 例 TY Oliwa(9719)・TY Vicki(9807)・TY Zeb(9810)を対象に, PSU/NCAR のメソスケールモデル(MM5)による PD の 再現を試みる。そして観測や解析だけでは求められな い PD のより詳しい時間的・空間的構造について調査 することを目的としている。さらに PD が発生してい ない台風との比較や PD の観測事実の対応を加えなが ら,PD のメカニズムの解明を目指す。

2. 台風と Pressure dip の概要



Fig.3. Tracks of three typhoons as TY Oliwa(9719), TY Vicki(9807) and TY Zeb(9810).

Fig.3 は, TY Oliwa, TY Vicki, TY Zeb の気象庁発 表によるベストトラックを示す。これらの台風は,南 西から北東へ速くほぼまっすぐに進む。



Fig.4. Infrared image from GMS at 11 UTC on 17 October 1998.



Fig.5. Pressure dip isochrones (solid line), and the hourly position center in (a) TY Zeb (b) TY Oliwa and (c) TY Vicki. Close circles mean the stations where observed pressure dip.

GMS 赤外画像では,台風中心から北西域にデルタ レインシールドと呼ばれる雲域や(Shimazu, 1998)(Fig.4),西部から南部にかけての乾燥域が見られ る。この雲域は,台風が傾圧帯まで北上してくる時に しばしば見られる。雲域と乾燥域に明瞭な境界が見ら れ,PDはこの境界で観測されている。

Fig.5(a)はTY Zeb で観測されたPD の等時線と台風 中心位置を示す。台風が九州南部まで接近した16時頃 (JST)から九州西部で気圧の急低下が観測され,それ以 降は台風中心から左後ろ約100kmの位置で台風と共 に移動している。気圧低下量は時間と共に大きくなり, 1時(16UTC)には鳥取で6hPaの低下量が観測されて いた(Fig.1)。Fig.5(b),(c)は,TY OliwaとTY Vickiで 観測されたPDの等時線と台風中心位置を示す。東北 東に移動するTY Oliwaの北西象限に,台風と共に移 動する南北に延びたPDが観測されている(Fig.5(b))。 北よりに移動するTY Vickiは,台風南西象限で東西に 延びたPDが観測されている(Fig.5(c))。

## 3.メソスケールモデル(MM5)

台風システム内で発生するメソスケールの現象を再 現するために,本研究では,PSU/NCARで開発された MM5(Grell,1994)の非静力学平衡バージョンを利用し た。過去において MM5 による台風やメソスケールの 現象のシミュレーションを行った例は多くあり,例え ば Luis and Joseph (2001)が上陸後の台風の移動経路 や構造の変化について,観測に近似した再現に成功し ている。また,Jordan(1997)は,対流圏下層にトラッ プされた内部重力波の再現に成功している。

本研究における数値シミュレーションでは, TY Zeb (case Zeb), TY Oliwa (case Oliwa)とTY Vicki (case Vicki)の日本上陸時期間を対象にしている。初期値と 境界データに気象庁領域客観解析データ(20x20km)を 利用した。また,計算領域は水平格子間隔 45km 領域 の Domain1(D1),ネスティングした格子間隔 15km の Domain2(D2),格子間隔 5km の Domain3(D3)を,地 上から最上部100hPa の鉛直 23層 レベルで計算した (Fig.6)。土地利用を含めた地形データを利用し,陽的 な降水微物理過程は Simple ice(Dudhia,1989)を,陰 的な降水物理として Grell(1993)の積雲パラメタリゼ ーションスキームを利用した。

Fig.6 は case Zeb の初期値の海面気圧分布を示す。 台風は九州南岸約 200km 沖に位置しているが,他の ケースもほぼ類似した位置に台風が位置する時刻を初 期値とし,24~48時間までの積分計算を行っている。



Fig.6. MM5 grid configuration for the 45km, 15km and 5km grids of domains in case Zeb, and sea level pressure field **at** initial time of the run.

# 4.結果

#### 4.1 再現結果

Fig.7 は case Zeb(D2)におけるモデル台風の経路と 現実の台風経路を示す。モデル台風の中心は海面気圧 最低位置とし,観測された台風経路はベストトラック ではなく,藤井が提案する客観解析法を用いて(藤井、 1992b)各地点での気圧の観測値から求めた解析値を示 している。モデル台風は観測値と比較してほぼ一致し ている。Fig.8 は Fig.4 と同時間の 400~100hPa 面高 度まで平均した相対湿度の分布を示す。台風北東部の 湿潤域や西域の乾燥域やその境界位置や傾向がよく一 致している。これらの比較から,MM5 は観測された 台風をある程度良く再現していると言える。他の2例 とも同様の結果を得ていて,このモデルによる台風再 現の妥当性を示している。

#### 4.2 海面気圧分布

Fig.9(a),(b)は, case Zeb(D3)の 7UTC と 14UTC (初期時刻から7時間後と14時間後)における海面気圧 分布を示す。九州南部に,台風に対応する低圧部を中 心としたほぼ同心円の低圧部(Fig.9(a))が示された。四 国に近づくにつれて,台風北東象限に北へ延びるメソ スケールのトラフ(以後 MT と記す)が出現する (Fig.9(b))。その MT は約3時間発達しながら,台風と 共に北東方向へ移動した。この MT の発生場所や移動 は,観測された PD と類似している(Fig.5(a))。

Fig.10 は, Fig.1 の鳥取で観測された気圧自記記録 と同位置で再現された海面気圧の時系列である。モデ ル台風通過による低下よりも約1時間後に約30分間 の2hPaの気圧低下が再現されている。この気圧の急 低下はMTの通過に因るもので,気圧の低下量は観



Fig.7 Model tracks in case Zeb simulations. The positions are shown at 1-h intervals by cross, and dots present the typhoon track.



Fig.8. Distribution of relative humidity between 400 and 100 hPa level at 11 UTC on 17 October 1998.

測された PD に比べて小さいものの , その傾向は似て いる。

Fig.9(c)は, case Oliwa(D3,初期時刻から 36 時間 後)の海面気圧分布であるが,台風北西象限に同様な MT が見られる(Fig.5(b))。この台風で観測された PD と類似した位置に MT が発生している。この時の PD は台風の衰弱に伴い衰退していくが,この MT も同様 な傾向で消滅していく。Fig.9(d)は, case Vicki(D3, 初期時刻から 20 時間後)の海面気圧分布であるが,東 西に延びる MT が台風進行方向左後ろに出現している。 このケースで観測されていた PD と同じ分布で現れて いる(Fig.5(c))。

これらの MT は、台風中心とは異なる低圧部であり、 台風の左後ろで発生している。その周囲と比べた気圧 の低下量はそれほど大きくはないが、PD と発生位置 や移動傾向が近似している。

## 4.3 トラフの構造

Fig.11 は, Fig.9(b)に示した MT 軸に垂直な東西断 面図(a)(c)(e)と,その軸に沿った南北断面図(b)(d)(f)で あり,東西風・南北風・鉛直風・比湿・温位と温位偏 差の分布を示す。南北の MT 軸に沿って, 650hPa 下 層において北からの下降流,上層では南からの上昇流 になっている(Fig.11(b))。MTの東側は東風で上昇流, MT の西側は西風で下降流が発生し, MT はその東西 風の境界になっている(Fig.11(a))。その東西の境界は 西側に傾き, MT 下層は下降流域で inflow, その上層 は上昇流域で outflow となっている。特に下層では西 風より MT 軸に沿う北風が強く, MT 軸に沿った台風 への inflow となっている。また, MT 上層において乾 燥した空気塊が台風の湿潤な領域に貫入している様子 が見られ,下層の下降流域に対応している (Fig.11(c),(d))。この乾燥気塊は台風の周囲から移流し てきたと考えられる。Fig.11(e),(f)は,D3 領域等圧面 高度毎での温位の平均からの偏差を示す。台風中心付 近上層にwarm core と考えられる高温位領域が見られ るが,その中心より北部または西部の対流圏下層にも 2 次的な高温位偏差が見られる。これは位置的に MT に対応し,下降流域の下部に一致する。海面気圧分布 では,この温位偏差領域に対応するように周囲より気 圧が低下している。他のケースにも同様な構造が見ら れる。

# 4.4 トラフの時間発展

Fig.12(a),(b)は,Fig.9(a),(b)の同時間の 500hPa 面 高度と水平風と鉛直風,水平収束域を示している。台 風の循環場と上層の西風の合流による収束ラインが見 られ,その東側は上昇流域となっている。台風がその 収束ラインに近づくことで,収束ラインは強化され, 台風中心側へと領域を広げる。そして,MT が出現す る時間に対応して収束ラインの西端に沿った強い下降 流が現れる。この対流圏中層で見られる下降流は,MT 上層に見られた対流圏下層の下降流域と対応している。 収束ラインは,台風がさらに北進することで消滅する。 他のケースでも,一般場と台風循環場の合流による収 束ライン,台風の接近に伴う収束ラインの強化,その ライン西端に沿う下降流が発生するという様子が見ら れる。

この下降流によって,周囲から台風湿潤域に乾燥気 塊が移流される。Fig.13 は,Fig.9(b)の時間を初期時 間として6時間前までパーセルを追跡した3次元の風 データによるバックトラジェクトリー解析の結果であ る。トラフ対流圏下層を初期値とするパーセルは,3



Fig.9. Sea level pressure fields of Domain 3 (a) at 7 UTC, (b) at 14 UTC on 17 October 1998 in Case Zeb, (c) at 12 UTC on 16 September 1997 in Case Oliwa, and (d) at 8 UTC 22 September 1998 in Case Vicki.

時間の間に北西部へ 736hPa 面から 687hPa 面まで上 昇し,南西方向へ 638hPa 面まで上昇している。MT 周囲を初期値としたパーセルに比べて,より西部上層 に起源を持っていたことが分かる。このパーセルは, 上層の Jet によって北東へ移流し,台風接近に伴い台 風内部へ下降してきたと考えられる。他のケースも, MT 上層のパーセルが,対流圏上層から台風内部へ貫 入していく様子が解析されている。

# 5.考察

#### 5.1 気圧低下の原因

これらのシミュレーションの結果で,台風進行方向 左後ろ象限において MT という低圧部が再現された。 その構造や時間発展から,そのメカニズムは以下のよ うに考察される。

対流圏中層で西よりの一般風と台風循環場との合流 による収束域が,台風が近づくことで強められ,その



Fig.10. Time series of sea level pressure at longitude 134E and latitude N35.5 for period 1200 – 1900 UTC 17 October 1998.

下降流は対流圏中層から下層において,MT 軸に沿っ た強い inflow となる。台風内部に向かうこの下降流は 周囲の乾燥した中緯度対流圏上層の高温位気塊を移流 させているため,下層に高温位偏差を作り出す。この 気塊が乾燥していることから,その偏差は断熱的に起 こっている。MTの上層に見られた,warm core とは



Fig.11. Vertical cross sections: (a) (b) zonal wind or meridional wind (arrows) and vertical velocity (shade); (c)(d) specific humidity (shaded) and vertical velocity (short-dashed line is upward and thin line is downward); (e)(f) potential temperature (thin line), warm anomaly (shaded) and sea level pressure (solid line). (a)(c)(e) are west to south cross sections at  $34.5 \degree$  N and (b)(d)(f) are the south to north cross sections at  $132.5 \degree$  E of D3 in case Zeb at 14 UTC on 17 October 1998.

異なる高温位偏差領域はこのメカニズムで発生していると考えられる。トラジェクトリー解析によると,6時間の間にパーセルが1~2000mの下降が起こり,断熱的な圧縮により10~20Kの加熱があったと計算さ

れる。もちろん,鉛直混合によりそれほど高い昇温は 認められてはいないが,その状況であったと言える。 この高温位偏差により,気圧で見ると周囲よりもその 付近は低圧部となり,MTとして現れたと考えられる。 Elizabeth and Elsberry (2001)は,理想的な場での 台風と傾圧場の相互作用を数値実験により検証をして いるが,台風後面の対流圏下層で2次的な高温位偏差 を再現している。この2次的な温位偏差は,一般場か らの下降流による断熱的な加熱と考察しており,本研 究で注目している構造と一致する。

この沈降による気圧が周囲よりも下がる現象は,ス コールラインの後面で発生するメソロー(Johnson and Hamilton, 1988; Johnson, 2001)と類似する。 移動するスコールラインの後面から,下降しながら流 入してくる jet により,周囲の乾燥した気塊が断熱的 に加熱しながら下降流域の最下部で高温位偏差を作り, 地上で低圧部を観測するという現象である。このメカ ニズムは,今回考察している MTの発達成因と同一で ある。



Fig.12. Geopitential height at 500 hPa, horizontal wind (m/s, arrows), vertical velocity (short-dashed line is downward), and horizontal convergence (shaded) (a) at 7 UTC, and (b) at 14 UTC on 17 October 1998 in Case Zeb.



Fig.13. The back trajectory analysis, which were chosen to begin at about 750 hPa level above the MT defined by cross in this figure and around the MT defined by dot at 14 UTC on 17 October 1998 in case Zeb.

5.2 Pressure dip が観測されていない台風

PD が観測されなかった台風である TY Kirk(9612) と TY Opal (9707)と TY Peter (9708)を, 同様の設定 による MM5 を用い,シミュレーションを行っている。 Fig.14 は, TY Peter の D3(初期時間から 16 時間後) の海面気圧分布を示す。この台風は TY Oliwa と類似 した経路をとっているが, case Oliwa で見られた台風 北西象限の MT は現れていない。他の台風についても その台風に伴って移動する低圧部は再現されていない。 これらの結果は, MT がどの台風でも発生するわけで はないことを証明している。



Fig.14. Sea level pressure field of Domain 3 at 4 UTC on 8 Jun 1997 in Case Peter.

### 6.まとめ

PD のメカニズムを調べるために, MM5 を用いた PD の再現を試みた。PD が観測された台風の数値シミ ュレーションでは,計算された海面気圧分布で台風進 行方向左後ろ象限にメソスケールのトラフ(MT)が再 現された。この MT の発生位置や移動の傾向は,観測 された PD と類似していた。

Fig.15 は PD 周辺の模式図である。上層の西風と台 風循環場の outflow が合流する場所で収束ラインを形 成しているが,台風が近づくことでその収束ラインは 強化され,PD 発生時には,その収束ラインは台風進 行方向左後ろに位置する。収束ラインの東側は outflow で上昇流域であるが,その西側は上層一般風の一部が 下降流となり,収束ラインにそった inflow となる。こ の inflow は周囲の乾燥した気塊を上層から下層へ貫入 させる。その下層において,断熱加熱による高温位偏 差を作り出す。この高温位偏差によって,海面気圧分 布で周囲よりも低圧部となり,MT が形成される。MT の構造は,PD 周辺の観測結果と類似しており,MT と PD は対応していると考えられる。今回の結果により, PD のメカニズムは沈降性乾燥貫入によって起こった メソローに類似した現象と考えられる。



今回の研究では,観測された PD の振る舞いを完全 に再現するまでには至っていない。その理由として, 計算領域の水平解像度やタイムステップなどの影響を 考えている。最適な数値実験によって PD のより現実 に近い再現を試み,メカニズムをもっと詳しく調べる ことが今後の課題である。 本研究において過去の気象資料の収集にあたりご協 力頂いた気象庁統計室,各気象官署,気象研究所の方々 に深く感謝の意を表します。また,京都産業大学藤井 健先生,気象庁予報部岡村博文氏,気象大学校辻村豊 氏,京都大学理学部里村雄彦助教授には貴重な助言を 頂きました。京都大学防災研究所石川裕彦助教授には メソ気象モデルについてのサポートを頂きした。厚く お礼申し上げます。

#### 参考文献

- 板野稔久(1994):中緯度の台風に伴うメソ低気圧につ いて,京都大学修士論文
- 井上 卓・吉田克己・田畑 明・田中裕吉・板本賢治
   (1999): 台風 9810 号に伴って観測された気圧急変
   について,神戸海洋気象台彙報, No.218, pp.1 10.
- 辻村 豊(1993): 気象とソリトン・モドン 気象現象
  中の孤立波(上), 気象研究ノート, 第 187 号, pp.3
   99.
- 中島暢太郎・光田 寧・後町幸雄・田中正昭・藤井 健・ 文字信貴(1980): 台風 7916 号について,京都大学 防災研究所年報,第23号 B-2, pp.87 - 111.
- 藤井 健・林 泰一・光田 寧(1992): 台風 9119 号 の解析と強風の分布について,京都大学防災研究所 年報,第35号 B-1, pp.183 - 191.
- 藤井 健(1992a): 台風 9119 号による強風の気象学的 特性について,日本風工学会誌,第53号,pp.27-35.
- 藤井 健(1992b): 台風 9313 号の気圧と強風の分布の 特性について,京都大学防災研究所年報,第37号 B-1, pp.35-46.
- 筆保弘徳・塚本 修(2000): 台風 9810 号で観測された顕著な Pressure Dip, 天気, 47, pp.443-451.
- 筆保弘徳・林 泰(2001): 台風内で発生する Pressure dip の一般的な性質について,京都大学防災研究所 年報,第44号 B-1, pp.159 - 169.
- 前田 宏 (1994): 台風 9119 号の Pressure dip, 研究時 報, 46巻, pp.25 - 38.
- 光田 寧・藤井 健・末延龍雄(1979):北九州を襲った台風18号(7818)の気象学的特性について,京都大学防災研究所年報,第22号 B-1,pp.407-418.
- Dudhia,J,(1989) Numerical Study of Convection observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model Vol.46 Journal of

the Atmospheric Science, Vol.46 pp.3077-3106.

- Elizabeth A. Ritchie and Russell L. Elsberry , (2000): Simulations of the Transformation Stage of the Extratropical Transition of Tropical Cyclon , Mon.Wea.Rev. , Vol.129 , 1462-1480.
- Fujita,T. ,(1952a): Study on Pressure Dip within TyphoonDella , Kyushu Institute of Technology , Vol.2 , pp.52 -61.
- Fujita,T., (1952b): Study on Typhoon and Convection, Report of Meteorological Laboratory, Kyushu Institute of Technology, Vol.2, Nos.1-4, pp.64 - 67.
- Fujita,T. , (1992): Mystery of Severe Storms , Section 5.4 Japanese Typhoons , Chicago Univ. , pp.144 - 150.
- Elizabeth A. Ritchie and Russell L. Elsberry , (2000): Simulations of the Transformation Stage of the Extratropical Transition of Tropical Cyclon , Mon.Wea.Rev. , Vol.129 , 1462-1480.
- Grell , G.A., J.Dudhia, and D.R.Stauffer,(1994) : A description of the fifty-generation Penn State/NCAR mososcale model (MM5). NCARTech.Note NCAR /TN-398 +MTR pp 122

- Luis M. Farfan and Joseph A. Zehnder (2001):An Analysis of the Landfall of Hurricane Nora (1997) Mon.Wea.Rev. , Vol.129 , 2073-2088.
- Johnson,R.H. and P.J.Hamilton, (1988) : The Relationship of Surface Pressure Features to the Precipitation and Airflow Structure of an Intense Midlatitude Squall Lin , Mon.Wea.Rev. , Vol.16 , 1444-1472.
- Johnson, R.H., (2001) : Surface Mesohighs and Mesolows, Bull.Amer.Meteor.Soc., vol.82, 3-31.
- Jordan, G.Powers (1997) Numerical Model Simulations of a Mesoscale Gravity Wave Event:Sensitivity Tests and Spectral Analyses Mon.Wea.Rev. , Vol.125 , 1838-1869.
- Matsumoto, S. and Okamura, H. (1985): The Internal Gravity Wave Observed in the Typhoon T8124(Gay), Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.63, pp.37 - 51.
- Shimazu ,Y .(1998): Classification of Precipitation Systems in Mature and Early Weakening Stages of Typhoons around Japan Journal of the Meteorological Society of Japan , Vol.76 , pp.437 - 445.

## Numerical Model Simulations of a Pressure Dip within Typhoon

Hironori FUDEYASU\* and Taiichi HAYASHI

\*Graduate School of Science, Kyoto University

## **Synopsis**

Keywords: Pressure dip; Typhoon; moso-scale model; MM5, dry-intrusion, meso-low