

台風内で発生する Pressure dip の一般的な性質について

筆保弘徳*・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、しばしば台風の中心とは異なる場所で気圧が急低下する Pressure dip が観測される。この現象の研究例は、過去にいくつかの事例解析があるもののその発生や維持メカニズムは未だ説明されていない。著者らは過去に日本に上陸、接近した台風について Pressure dip を検出し、多くの Pressure dip を解析して普遍的な性質を見出した。そしてその性質から、Pressure dip が内部重力波が伝播したために地上で発生した現象であるという考察を示唆した。

キーワード：Pressure dip, 台風, 内部重力波, レインバンド, Wave-CISK

1. はじめに

日本に接近してくる台風を時間分解能の高い気圧計で観測すると、しばしば台風最接近時とは別に気圧の急低下が観測される。Fig.1 は、岡山県北部の山頂で観測した 1998 年の台風 10 号の気圧の時系列であるが、台風時の通過に伴う大きな気圧変化の上に、台風の最接近とは別の時刻に 12 分間の 4.5hPa の急低下、引き続いて 14 分間急上昇してもとの気圧の変化傾向にもどる急変化が見られる。この気圧のくぼみ状の急低下は、『Pressure dip(以後 PD と記す)』と呼ばれている。その前面には『気圧の鼻』と呼ばれる約 2hPa の急上昇も確認される。

この PD の研究は、台風 4902 号で観測された PD を Fujita(1952a)が紹介し名付けて以来、台風 7818 号(光田他, 1979)や台風 7916 号(中島他, 1980), 台風 8124 号(Matsumoto and Okamura, 1985)や台風 9119 号(藤井ら, 1992; 藤井, 1992; 前田, 1994; 板野, 1994), 台風 9810 号(井上ら, 1999)の事例が報告されている。それぞれの解析方法や観点は異なるが、総合的に見ると、PD 付近のレインバンドの存在や収束発散分布などの状況の特徴は類似している。その現象のメカニズムについて、

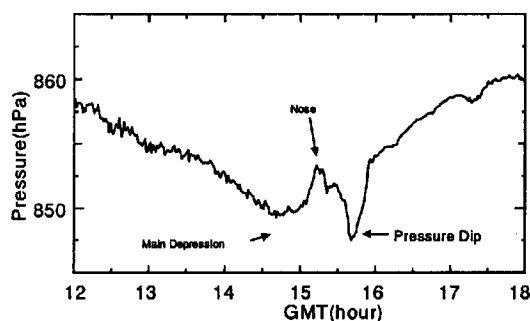


Fig. 1. Typical Pressure dip observed at the mountain in Okayama on Oct 17, 1998.

Fujita(1952)は台風システムから熱帯性気塊が流出していると考察し、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おり、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ステムと相互作用を続けたものと述べている。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氣外出流と説明している。

筆保・塚本(2000)は、台風 9810 号の PD の解析を行い、各観測点の気圧自記紙を用いて PD が台風と共に移動し前面のレインバンドと対応する結果から、「PD

は、鉛直シアが強くなる台風左側の対流圏下層の安定層に捕捉された、その前面のレインバンドと相互作用する内部重力波である」という仮説を提示した。

過去の PD の研究は観測データの少なさから事例解析に終始して、PD が特異で希な現象として考えられてきた。本研究では、日本付近に接近した台風について気圧の記録を用いて詳しく調べ、PD の発生頻度やその普遍的な性質を明らかにし、その特性から発生や維持するメカニズムを見出すことを目的とする。

2. Pressure dip の検出

Fujita(1952b)は、PD を大まかに 2 種類に分類している。1)レインバンドの後面の cold-sector で発生する PD と、2)cold-air の流入とは関係なしに warm-sector で発生する PD である。2)の PD は、局所的な擾乱の発達か地形の影響などが考えられる。1)の PD は強い降水域とは対応せず、2)と比較して気圧低下量が大きく広域である。過去の PD の研究は主に 1)の PD を研究しており、本研究でも 1)の PD について検出する。その 1)の PD を検出するために、下記のように 3 つの条件を設定した。

- (1) 最大気圧低下量が 1hPa 以上
- (2) ほぼ同時刻に他点でも観測され、等時線を描くと 50km 以上の水平規模を持つ
- (3) 移動性で、2 時間以上の追跡が可能

気圧の変化については、突風などによる動圧によって 1hPa 以下の気圧の低下は存在し得るため、条件(1)はその動圧による低下と区別するために、低下量が大きな PD のみを扱うことにした。条件(2)は、局所的な 2)の PD と区別するため、水平スケールが大きい PD のみ

を扱うようにした。この 50km は各気象官署間の平均距離である。条件(3)は、台風システム内で発生する PD であれば、台風が移動するのに伴って移動すると考えられ、台風と伴って移動しない別の擾乱や地形性の低圧部と区別するためである。

調査期間は 1980～98 年の 19 年間で、日本に接近してきて地上データが十分に存在する 89 個の台風を対象に、上記の定義を基に PD を調査した。PD が通過すれば数十分の時間スケールで観測されるため、各気象官署の気圧自記記録を用いた。台風経路は気象庁発表の台風ベストトラックデータを用いた。

調査の結果、89 個の台風の中で 9 事例の PD が検出された。その PD をまとめたのが Table 1 である。PD の観測時間や水平規模については、気象観測された気象官署の数に依存し、台風経路によっては必ずしも正確とは言えない。台風 8922 号と 9119 号は 2 つの地域で観測されており、区別して示した。これらの結果をみると、PD はおおよそ 100～250km の水平スケールと 3～9hPa の最大気圧低下量を持つメソスケールの現象と言える。

3. 総観場の特徴

PD が観測された台風(以後 PD 台風と記す)は、Table 1 に示すように、9 月と 10 月に北上してきた台風に限られている。PD 台風の経路を Fig.2 で示す。PD 台風が偏西風帯に入った後は、比較的速い速度で一定方向に北東進する傾向がある。PD が観測されている時の PD 台風の中心気圧は上昇しており、PD 台風は衰退期であった。ここでは、台風 9719 号を例にしてその総観場について述べる。

Table 1. List of Pressure dips detected in typhoons from 1980 to 1998.

Typhoon	Date	Place	Observation points	Plasure level(hPa)	Observation times(hour)	Movement distance(km)	Scale (km)
T8124	22-Oct	Kanto	21	9	5	300	150
T8922	19-Sep	kyousyu-Shikoku	23	7	13	600	200
	20-Sep	Kanto	6	3	3	200	150
T9021	8-Oct	kyousyu-Kinki	40	5	16	700	250
T9119	27-Sep	Kyusyu	17	6	7	500	200
	28-Sep	Hokkaido	11	3	3	300	200
T9313	3-Sep	Kyusyu	5	3	3	100	100
T9617	22-Sep	Kanto	11	3	6	200	100
T9719	16-Sep	Kyusyu-Chugoku	16	5	13	400	100
T9807	22-Sep	Kinki	13	4	5	300	150
T9810	17-Oct	Kyusyu-Shikoku	28	8	10	600	250

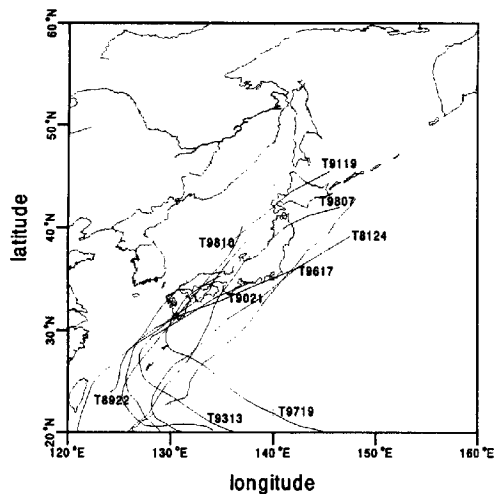


Fig. 2. Tracks of typhoons with Pressure dips.

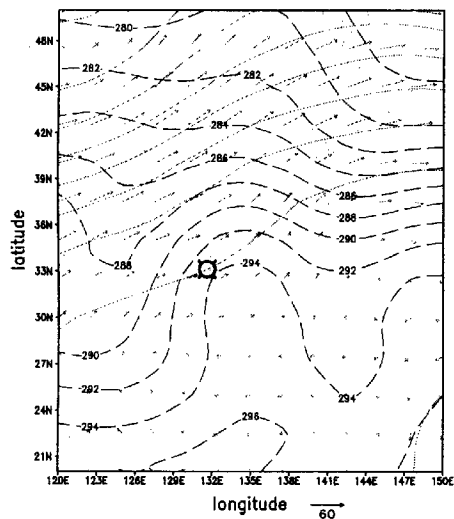
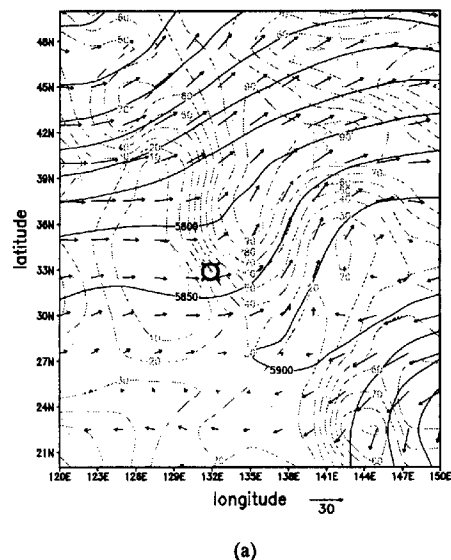
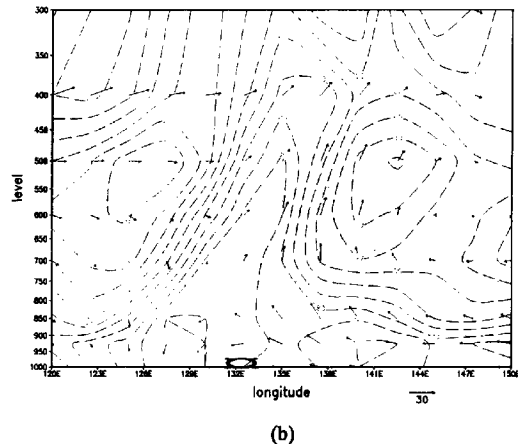


Fig. 3. A synoptic chart at 925hPa and 300hPa, at 12UTC of Sep 16 1997. Solid lines show geopotential height and arrows horizontal winds at 300hPa, and dashed lines temperature at 925hPa.

Fig.3 は、PD 台風である T9719 の PD 観測時で、NCEP の客観解析データから 925hPa 面における等温線と 300hPa 面における等高線と水平風を表している。この時の地上の台風中心は $N34.2^\circ$ 、 $E132.9^\circ$ である。日本付近に見られる等温線の集中帯の存在は、台風が北上してくる以前から存在し、停滞前線として地上天気図には解析されていた。台風は南西からこの前線に向かって北上し、台風が前線に接近した期間に PD が観測されている。高度 300hPa 面の等高線と風より、大陸に気圧の谷が見られ、日本上空付近では風は谷から尾根に吹いている。台風の少し北側には、地上の大規模な停滞前線に対応した Jet の軸が存在し、強風域とな



(a)



(b)

Fig. 4. (a) A synoptic chart at 500hPa at 12UTC of Sep 16 1997. Solid and dashed lines represent geopotential height and relative humidity. (b) The vertical cross section of relative humidity and horizontal wind at $N35^\circ$. Dashed lines show relative humidity, arrows are horizontal wind.

っている。そのため、PD 台風はその Jet の影響により比較的速い速度で一定方向に移動したと考えられる。この図に示すように、PD 台風時は気圧の谷が西側に存在し、Jet の軸が近い。地上では前線が存在し、南北の傾圧が強いいため台風は減衰しやすく、さらに移動速度は速い。

Fig.4 は、その時の(a)500hPa 面の等高線と水平風と等相対湿度線の分布、(b) $N35^\circ$ の等湿度線と水平風を表した東西断面図である。(a)より、この高度の台風付近の風速と台風速度が一致していることから台風を駆動する steering current は 500hPa 付近と考えられる。他の PD 台風もほぼこの高度が steering current である。

地上では明確に見られた台風中心の低気圧性循環は、500hPa 面高度付近で見られなくなる。台風の西側には西風による広域な乾気が流入し、等湿度線の集中帯が台風付近で見られる。(b)は台風中心より北側約 1° の断面図である。下層は台風を中心に湿潤域が広がっているが、対流圏中層から上層にかけてでは台風付近以外は乾燥している。台風西側は、(a)に示すように西風によって乾気が流入しているが、湿潤域と乾燥域による等湿度線の集中帯は高さとともに東に傾いている。他の PD 台風についても、等湿度線の集中帯がおおよそ 500hPa 面高度に達する地点で、PD が地上で観測されている。

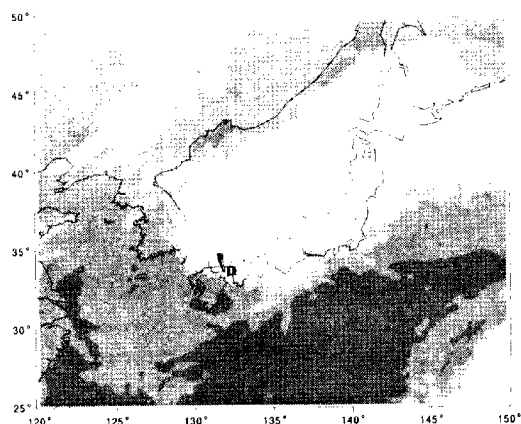


Fig. 5. Infrared image of GMS at 10UTC of Sep 16 1997.

Fig.5 は同時期の気象衛星 GMS 画像による赤外画像である。GMS は黒体放射による輝度温度を測定しており、対流圏中層の雲頂分布や水蒸気分布を観測できる。図には台風中心と PD の発生位置も表している。台風中心から北東象限に流された雲域と、停滞前線に対応した東西に伸びた雲域が確認される。台風南西部は乾燥しており、PD は台風の湿潤域とその乾燥域の境界、雲域西端に観測されている。

まとめると、日本付近では気圧の谷が西側に位置し、停滞前線が東西に存在する総観場において、北上した台風の勢力は減衰する。対流圏中層は台風循環を弱め、西風による乾気の移流が台風西側で顕著に見られる。こういった総観場の様子は、量的に違いがあるものの分布や傾向は PD 台風全てに共通している。PD が観測されなかった台風も比較して詳しく調べた。例えば PD が観測されなかった夏台風は、日本付近ではまだ発達期にあることや、迷走しているなどで上記の台風の総観場とは異なるのがほとんどだった。PD 台風でない秋台風に関しても、気圧の谷が西域でなく、停滞前線や Jet が日本付近に存在していないなど少し異なっていた。

これらの結果より、上記の条件が整い、その総観場が PD 台風を衰弱させた時、その減衰過程の中で PD が観測されたと考えられる。

4. Pressure dip の特性

4.1 ライフサイクル

Fig.6(a)は、台風 8922 号の PD が観測された時刻毎の PD 発生場所と台風中心位置で、(b)は最大気圧低下量と PD 移動速度の時系列である。(a)より、台風が九州南部から関東へ移動するのに対し、PD の等時線は 15 時から台風とほぼ同じ速度と方向で移動している。(b)で示されるように、観測された PD の気圧低下量は 15 時まで増加した後は減少し、22 時の最大値まで増加している。PD 移動速度も、PD 低下量と同様な変化が見られる。気圧低下量が大きくなる時を発達していると考えて時間変化から、おおまかに次のようにライフサイクルを分けることができる。Stage A : PD が次の安定期になるまでの初期、Stage B : PD が台風中心からの相対位置を変えなくなる安定期、Stage C : 安定期の後半は移動速度が大きく PD の低下量を増加させる成熟期、Stage D : 成熟期を過ぎ現象自体も縮小・消滅してしまう衰弱期である。他の PD についても、台風経路に依存するデータ量が不十分な PD があるものの、同様にライフサイクルが確認される。

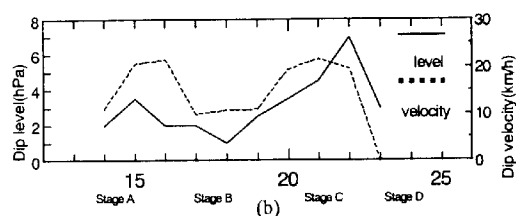
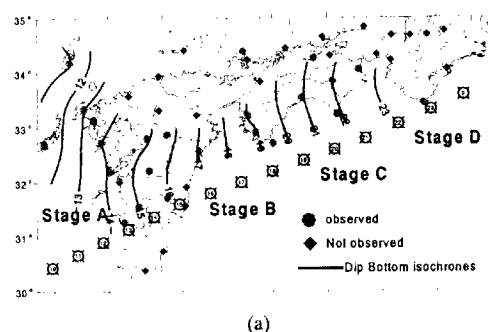


Fig. 6. (a) Pressure dip isochrones, the hourly position of Typhoon 8922 and distribution of points where observed Pressure dip within T8922 on Sep 19 1989. (b) Time series of a maximum pressure drop in Pressure dip.

Table 2. Several features of Pressure dip in each stage.

	Stage A	Stage B	Stage C	Stage D
PD level	large	small	max	small
PD velocity	fast/deceleration	slow/acceleration	fast	
Distance	large	settle	settle	settle
Major Length		small	large	small
MinorLength		small	large	small
Angle		60°	60°	

調査した PD の Stage 毎に見られた PD の特徴を、Table 2 にまとめた。PD は帯状に広がりをもつので、長軸は PD 進行方向に対して垂直方向の長い方の軸の距離、短軸は進行方向の短い方の軸の距離、交差角とは台風は同心円だと仮定した等圧線の接線と PD が及ぼす角度と、それぞれの水平規模を表した。おおまかに言えば、Stage B では発生水平規模は小さく移動速度は遅く、Stage C は水平規模が大きく移動速度も速い。PD が台風からの相対位置を変えなくなる安定期において、PD は加速しながら気圧低下量を大きくし、発生水平規模も大きく発達するという傾向が認められる。

4.2 Pressure dip の発生位置

Fig.7 は台風中心から見た PD 等時線の発生位置で、(a)は上を北にとったときの相対位置と、(b)は上を台風進行方向にとった相対位置である。(a)は総観場から見た PD の発生を、(b)は台風から見た PD の発生位置を表している。(a)では、PD は台風中心からの距離 100～300km を集中した西象限で南北に伸びた帯状で観測され、東象限では全く観測されていない。中心距離から近いほど北東象限、離れるほど南西象限で現れており、総観場が直接に PD の発生に影響していることを表している。(b)では、PD の等時線は第 3 象限に集中しており、中心から離れるほど真後ろに左右に伸びて観測される。全体として PD は台風左後ろで北西象限に、中心から 100～300km 離れた付近で帯状に観測される現象であることが明らかになった。(a)と(b)を比較すると、大きな差はないが上を北にとるほうがまとまりは良い。

4.3 地上風と気温場

アメダス 10 分値データを用いて、地上風の循環を解析した。アメダス点の風観測は、その観測点の環境状況によって地上からの測定高度が大きく異なるため、粗度 0.5m と仮定して対数的に地上から 100m の高度での風速に補正した。Fig.8 は、台風 9807 号 15 時 00 分の例で、台風中心と PD 等時線の位置、補正された風域の分布を示す図である。地上風は、台風を中心とし

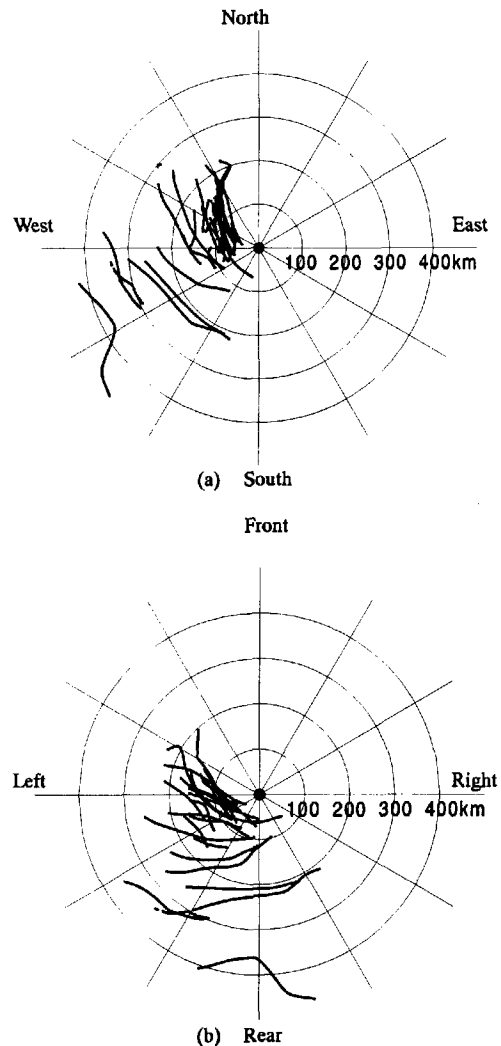


Fig. 7. Relative location of Pressure dips, relate (a) to the direction of earth, and (b) to the direction of the movement of Typhoon.

た低気圧性循環が顕著に見られるが、PD 前面である北側ではその dip start の等時線に平行に、PD 後面である南側では dip end の等時線に向かって吹いている傾向がある。収束発散分布を計算してみると、PD の等時線を中心に、PD の前面は発散域で PD の後面は収束域になっている。この収束発散の見積もりは、それぞれの風が同一の海面高度でないため正確ではないが、シグ

マ面で吹く風の大まかな分布という観点で表した。シグマ面とは、高低差がある地形を考慮して、それに対して平行で表す平面である。この結果は、一地点の風向変化からもとめた、PD を対象にした過去の事例解析においても、PD 通過前(前面)は発散で PD 通過後(後面)は収束という結果と一致している。

アメダス 10 分値による地上温度場では、台風の循環により台風西側は寒気が南下、東側は暖気が北上という様子が見られる。PD の等時線に対応した等温線の集中域で表される局地前線は見られないことから、PD が

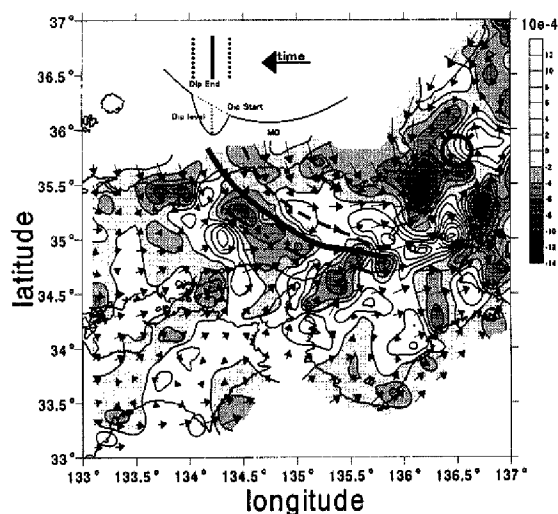


Fig. 8. Distribution of horizontal wind, its divergence at 06UTC Sep 22 1998. Divergence levels are indicates by shades.

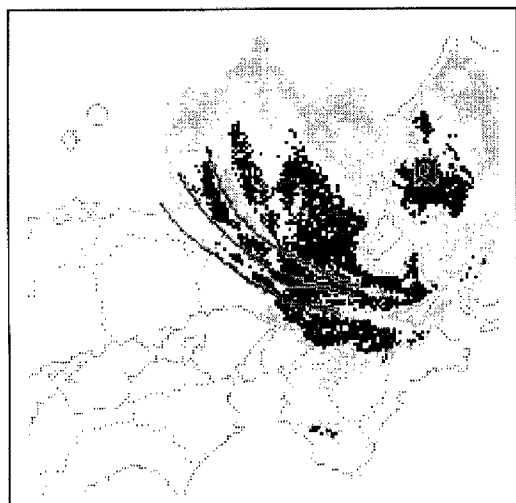


Fig. 9. Radar Echoes by the Osaka Radar at 0700UTC of Sep 22 1998. Solid lines are the position of Pressure dip.

前線に関係した気圧低下ではないことが分かる。Fig.7(a)で示したように、PD は北西から西南西象限にのみ観測されており、北からの寒気域である。このことは、Fujita(1952b)が挙げた 1)の PD が cold-sector に発生するという点にあてはまる。

4.4 降水の様子

Fig.9 は台風 9807 号時の大阪レーダーによるエコー図であり、台風を中心と PD の等時線も示している。PD は台風西側のスパイラル状雲域の西端で観測されている。PD 前面では、エコーの弱い領域を挟んでエコーの強い 2 つ帯状域レインバンドが等時線と平行に並んでいる。これらの雲域分布に対応して、地上観測点での雨量強度やアメダス 10 分値の降水量の記録には、PD 通過前の強い降水と、PD 観測中の降水が弱まり、PD 通過後は止んでいるという観測結果が見られた。レインバンドと PD の対応は、他の PD にも同様に見られるが、PD の発達の度合いによって違いがある。Stage A では、PD は台風西側の雲域西端で観測されるものの顕著なレインバンドは存在せず、Stage B から C にかけて PD 前面でレインバンドが組織化し発達していく様子が見られる。Stage D では PD とともにレインバンドも消滅し、PD とレインバンドの消長は何らかの関係があると言える。つまり、レインバンドは台風に伴って移動しながら PD と対応し、発達過程においても相互作用していると考えられる。

4.5 高層の観測

高層観測データから、PD が地上で観測されているときの高層の様子を調べた。観測が一般に 6 時間毎であるので、PD 時の高層データは 1 回しかなく、その前後 200km までも 9 回しかなかった。Fig.10 は温度・露点温度・相対湿度、Fig.11 は風のプロファイルである。Fig.10 と Fig.11 とともに、(a)は T8922 の PD 前面約 20km、(b)は T9719 の PD 通過中、(c)は T9119 の PD 後面 80km でのそれぞれの高層観測の結果である。これらは同じ台風の PD ではないので直接的な比較はできないが、おおまかな分布として表す。PD 前面では対流圏全層が湿潤なのに対し、PD 観測時から後面には中層から乾燥空気が強い西よりの風によって流入している。風速のピークは、PD 前面では台風の影響で下層にあるが、PD 後面では対流圏中層に持つ。PD 通過中には風速のピークは下層と中層の 2 点にあり、下層の風向は東風で中層では南西風で異なっている。この風向の変化と台風的位置より、PD 通過中の下層は台風の影響を強く受け、中層は一般場の影響を受けていると考えられる。

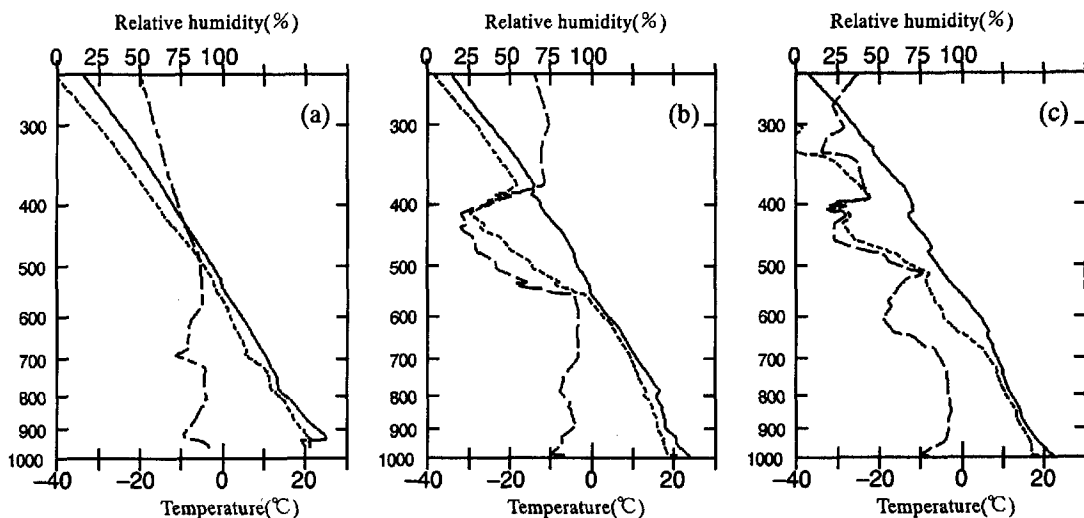


Fig. 10. Vertical profiles of temperature (solid line), dew point temperature (short dot) and relative humidity (long dot) near the Pressure dip, (a) at the front of Pressure dip in Typhoon 8922, (b) as its passing duration in Typhoon 9719, and (c) at the back in Typhoon 9119.

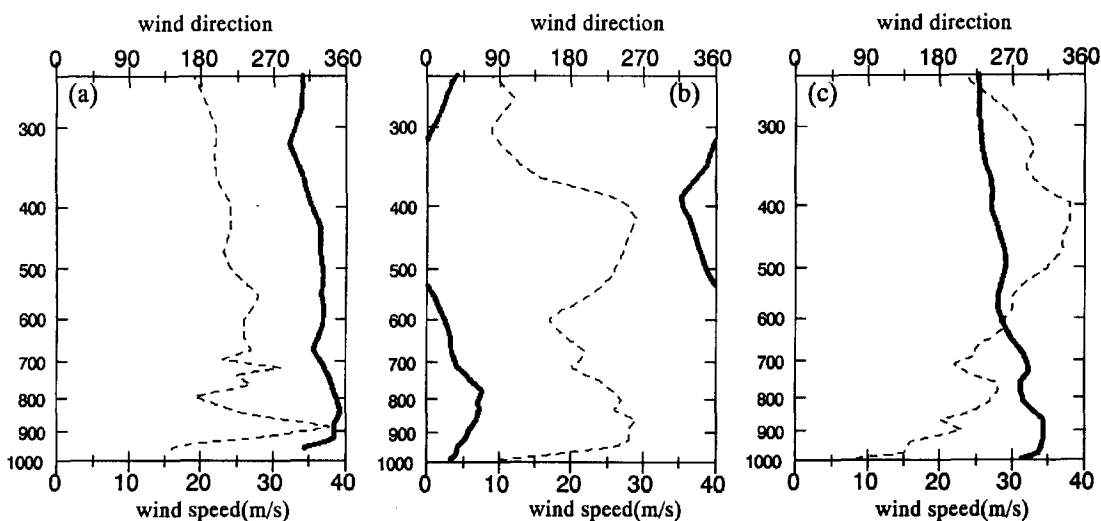


Fig. 11. Vertical profile of wind for the same cases of Fig. 10. Solid and dashed lines show wind direction and wind speed.

5. 考察

以上の解析から、その現象の一般的な性質、総観場の様子の特徴が明らかになった。その結果、PD は内部重力波が伝播した状況と類似している。総観場の影響で、台風北西側の対流圏下層において duct layer が作られ、内部重力波がその duct layer を伝搬した結果として、地上で気圧が急低下した(PD)と考えられる。その考察される理由を、本研究の解析結果をまとめながら列挙していく。

5.1. 総観場と内部重力波の関係

Fig.12 は PD 台風時の総観規模の模式図である。矢印は風を表し、300hPa 面高度付近の対流圏上層と 500hPa

面高度付近の中層の風は西風となっている。下層の循環は台風の循環を表しており、台風上空の中層では循環が弱まっている。波線は等圧線で、雲域や乾燥域を模式的に描いている。PD 台風が北上する以前から日本付近の地上では停滞前線が存在し南北に傾圧が強い場となっている。対流圏高層では大陸側に気圧の谷が存在し、PD 台風付近の上空は気圧の尾根へ変化する場であり、Jet の軸も存在している。この気圧場では、風は地衡風平行からはずれ地衡風調節が大きく効いてくる。さらに Jet 付近では鉛直シアが大きい場でもあり、南から近づく台風北西側は鉛直シアが大きくなる。Koch and O'Handley(1997)の研究によると、地衡風調節のシステムや大きい鉛直シアが総観場における内部重力波の source となることを説明しており、今回の PD が観

測された総観場はその状況と似ている。

500hPa 面高度では、対流圏上層の Jet による比較的強い西風が、台風を駆動する steering current となり、さらに台風西側までに乾燥空気を運んでいる。台風は勢力を弱めながら北上し、この西風の影響で比較的速く、一定方向で移動する。また西風による乾燥空気は対流圏中層において、台風を中心とした湿潤域との境界を作る。以後、この対流圏中層の湿潤域と乾燥域の境界を乾気前線と呼ぶ。台風もこの乾気前線も同じ西風により進行するため、見かけ上この両者の位置関係は変わらない。次の節で述べるが、対流圏中層の乾気前線は内部重力波を伝播させるための duct layer の生成に大きな役割を果たすが、上記の両者の変わらない相対位置の関係は、PD が台風中心から相対位置を変えずに移動したことの理由と考えられる。

内部重力波という観点から PD 台風時の共通して見られた総観場の特徴は、台風や PD に対して次の点で影響を与えている。

- 1) 対流圏上層の Jet や気圧場が、強い鉛直シアや地衡風調節により、台風北部で内部重力波を発生させやすい場を作る。
- 2) 気圧場や寒気流入によって、台風をより衰弱させる。
- 3) 対流圏中層の強い西風が、乾気を台風西側まで運び、台風との相対的位置関係を変えない乾気前線を作る。

5.2 大気安定度

PD が地上で観測されているときの唯一の高層データは、Fig.10(b)・Fig.11(b)で示す台風 9719 号時の福岡のデータである。Fig.13 はその高層観測から求めた温度・相当温度・飽和相当温と鉛直シアのプロファイルを表している。550~400hPa に強い北西風により乾燥空気が流入したため、下層の湿潤層との境界 650~500hPa で条件付き不安定層が見られる。600hPa 付近はまだ湿潤なため、その条件付き不安定層は不安定となり、その地上~700hPa の中立に近い安定層とが、それぞれ reflective layer と duct layer として働く。内部重力波は、energy を reflective layer により上層へ逃がさないようにしながらその duct layer を伝播したと考えている。総観場からの乾燥空気が、この duct を作るのに大きな役割を果たしている。

これらの高層観測データから、大気の安定度を示すリチャードソン数を見積もった。一般にリチャードソン数が 0.25 より小さい層は、不安定波を発達させ、重力波が伝播しやすい条件を作る。この高層観測でのリ

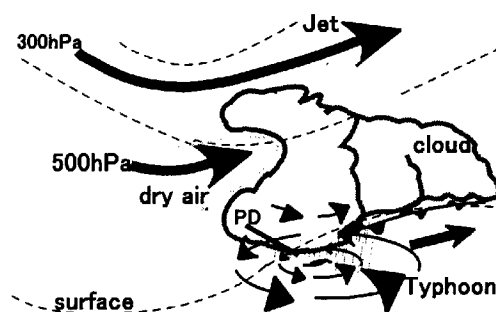


Fig. 12. Schematic description of the synoptic environment specifying the Pressure dip.

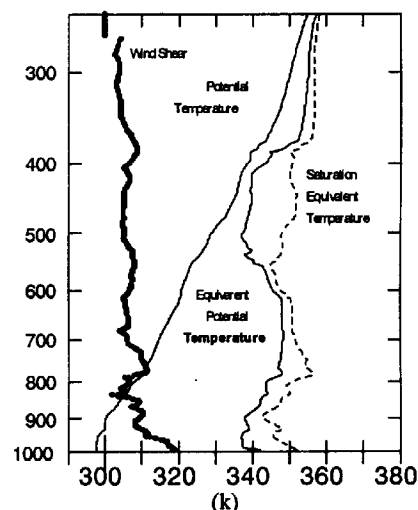


Fig. 13. Solid lines show potential temperature and equivalent potential temperature, dashed line show saturation equivalent potential temperature. Heavy solid line show wind shear at Fukuoka 0600UTC 16 Sep 1997.

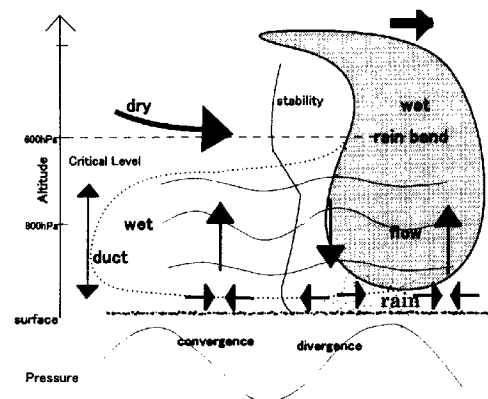


Fig. 14. Schematic description of explaining the gravity wave contained between the ground and critical level.

チャードソン数は、0.25 以下にはならないものの 770hPa で 0.32 を最小に 800~600hPa で約 1.5 と小さい。他の PD 台風周辺の高層データからリチャードソン数を見積もったところ、対流圏下層でリチャードソン数が小さい領域は台風北西象限である。それは、Fig.11(b)でも示すように、下層の台風の循環場と対流圏中層の西風によって鉛直シアが大きいたことが要因である。Fig.13 の鉛直シアも、地上摩擦の大きい地上付近と 800~700hPa で鉛直シアが大きく、リチャードソン数が小さい高度と一致する。

これらのことから、安定層や鉛直シアの大きい PD が観測された対流圏下層は、重力波が現れやすい状況と考えられる。

5.3 Pressure dip の状況と内部重力波の特性

Fig.14 は、4 章で示した PD が発生した特徴的な状況を、内部重力波の伝播の様子と比較して表した模式図であり、PD 移動方向と平行で図の左から右へ移動する断面図で表した。矢印や線は風や流線を表し、乾気や湿潤気と雲域を模式的に描いている。進行方向に対して対流圏中層の後面から乾燥空気が流入し、下層の湿潤域と中層の乾燥域で境界を作ること、Fig.4(b)と Fig.10(b)より事実である。Fig.13 でも表したが、その境界は条件付き不安定層で、飽和していれば不安定層で内部重力波には reflective layer として働き、さらにその下層は安定層で duct layer として働く。Koch and O'Handley(1997)によると、duct layer を内部重力波が伝播したとすれば大気の流れは模式図のように表される。台風の移動も考慮しなければならないが、地上気圧の谷の前面で地上では発散して後面で収束する分布が、Fig.8 の観測事実とよく一致している。

一方、Fig.14 の前面の雲域との関係に注目する。Raymond(1984)のスコールラインの研究により指摘している、重力波と対流雲が相互作用するメカニズム Wave-CISK は、重力波による収束が対流雲を組織化し発達させ、その対流による潜熱放出が energy として波に供給される正のフィードバック作用である。PD が内部重力波であれば、Fig.13 で示すように PD はレインバンドと平行して並び、Fig.9 の観測事実と一致する。そして 4.4 節で記したように互いに発達していく過程は、この Wave-CISK の相互作用で説明が付けられる。

この 2 点において、PD の観測状況と内部重力波の特性が一致している。

5.4 Pressure dip の規模と速度の関係

Table 1 で示されている PD の発生規模や気圧低下量

は、それぞれの PD 台風によって異なっている。その違いが生まれる要因について考察をした。PD が波動として考えるならば、水平方向の位相速度と波数の関係は

$$C = \omega / k \propto 1/k \times N \quad (1)$$

となる。C は水平位相速度で ω は振動数、k は水平波数で N はプラント・パイサラ振動数である。速度 C は $1/k$ に比例している。Table 2 で示した PD の短軸は、PD が波動と考えればその半波長にあたり、 $1/k$ はその半波長に比例すると考えられ、伝播速度は短軸と比例することになる。Fig.15(a)は調査した PD の結果を基に、PD 移動速度と短軸の関係を示す。両者はほぼ正の相関が見られている。

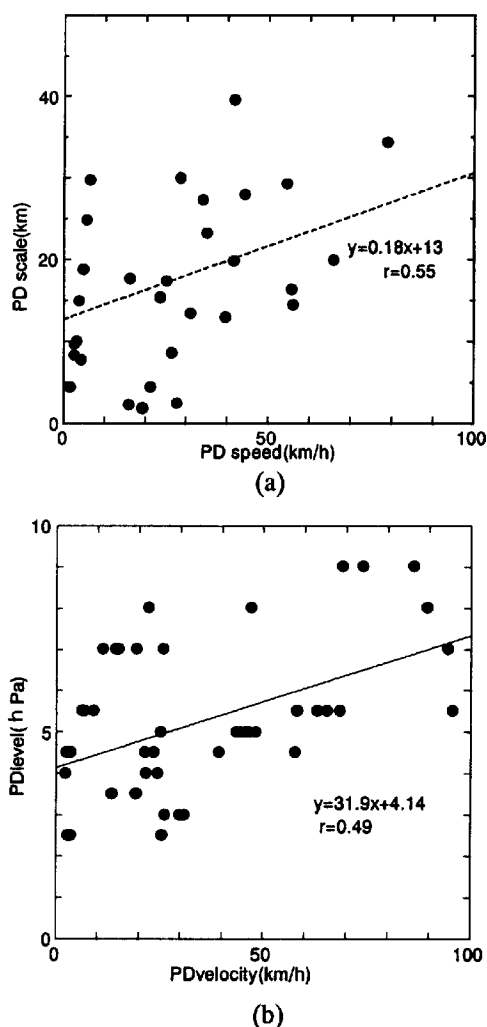


Fig. 15(a). Relation between Pressure dip speed and short axis length of pressure dip. (b) Relation between Pressure dip speed and pressure drop of Pressure dip.

図には示していないが、短軸と PD 気圧低下量は非常に良い正の相関が見られた。つまり、短軸が大きければ大きいほど、PD の気圧低下量は大きくなるという関係である。近似線によると短軸が 20km で約 1hPa 低下する結果となった。

上記より、移動速度が短軸に比例するので、PD 気圧低下量も移動速度に比例するという関係になる。Fig.15(b)は、移動速度と気圧低下量を表した散布図である。ほぼ正の相関が見られた。つまり、PD は移動速度が大きいかほど気圧低下量が多い結果を表している。

この PD 移動速度は、PD が台風からの相対位置を変えなかったことから示されるように、台風の移動速度とほぼ等しく、5.1 節に記したように総観場の状態が両者に反映していると考えられる。まとめると、総観場の影響による台風の速度が PD 移動速度を決定し、PD 移動速度が短軸の大きさを決定し、気圧低下量に影響していると考えられる。

5.5 まとめ

以上の解析結果と考察から、PD は内部重力波が対流圏下層を伝播した結果、地上で気圧が急低下するという考察が立った。まとめると、傾圧が強く台風を衰弱させる総観場において、台風の循環が衰える対流圏中層の台風後面で乾気が西風により運ばれる。台風による対流圏下層の湿潤域と運ばれた乾燥域の境界で条件付き不安定層が reflective layer として働き、その下層の安定層が duct layer として内部重力波を捕捉する。発生起源は対流かその付近の Jet の影響をうけた鉛直シアとも考えられる。台風とともに reflective layer と duct layer は移動し、捕捉された内部重力波も見かけ上台風とともに伝播する。その前面で内部重力波はレインバンドを組織化し発達させ、レインバンドは潜熱放出により wave energy を内部重力波に供給する。wave energy の供給源には、他にも鉛直シアや下層の地表面摩擦も考えられる。その内部重力波は、reflective layer が存在する限り、wave energy を供給され続ける。結果として、地上の気圧に数 hPa の大きな気圧低下量を見せる PD が観測される。

6. おわりに

PD は、台風の湿潤域と乾気の流入によって考えられる duct layer で捕捉された内部重力波が伝播した結果が、地上の気圧に現れた現象ではないかという考察が立った。過去の調査から、PD は秋台風にしか観測されていないがその理由は、1)大規模な乾気が流入する総

観場が秋にできやすいことと、2)台風の循環が弱くなる台風減衰期と PD が関係しており、日本付近で台風の衰弱過程が観測されるのは秋に多いことが挙げられる。

Sato(1993)の研究においても示されているように、PD のような台風衰退期で現れた内部重力波は、その台風の減衰過程になんらかの貢献をしていると考えられる。今後はその寄与を定量的に考え、台風内で発生する内部重力波の役割について考えることが課題である。

謝 辞

本研究において過去の気象資料の収集にあたりご協力いただいた気象庁統計室、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、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。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・坂本賢治 (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・モドンー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 (1992) : 1991 年台風 19 号による強風災害の研究(研究代表者光田 寧), 突発災害調査研究報告, pp.37-44.
- 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 (1992) : 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.
- 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.
- 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.
- Raymond, D.J., (1984) : A Wave-CISK Model of Squall Line, *Journal of the Atmospheric Science*, Vol.41, no.12, pp.1946-1958.
- Fujita, T., (1952a) : Study on Pressure Dip within Typhoon Della, *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.
- Koch, S.E. and C.O'Handley (1997) : Operational Forecasting and Detection of Mesoscale Gravity Waves, *Weather and Forecasting*, Vol.12, pp.253-281.
- atsumoto, 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.
- Sato, K., (1993) : Small-Scale Wind Disturbances Observed by the MU Radar during the Passage of Typhoon Kelly, *Journal of the Atmospheric Science*, Vol.50, no.4, pp.518-537.

General characteristics of Pressure dip occurred within Typhoon

Hironori FUDEYASU* and Taiichi HAYASHI

*Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

A Pressure dip is small pressure depression, often observed as a meso-scale phenomenon in a typhoon internal system. Its mechanism and the details of structure have not been clarified at present. In this paper, the several Pressure dips are detected and investigate to draw its general view. We tried to explain the Pressure dips in the point of the propagation of the internal gravity wave.

Keywords: Pressure dip; Typhoon; internal gravity wave; rain band; Wave-CISK