

報 告

2012 年台風第 17 号通過時に観測された 潮位変動を伴った Pressure Dip について

井上 創介*・平澤 朋美*・岸 隆幸**

要 旨

2012 年 9 月下旬から 10 月 1 日にかけて日本に接近・上陸した台風第 17 号 (T1217) に伴い, 四国から北海道の広範囲において Pressure Dip という急激な気圧変動現象が起きた. 約 20 分で 10hPa を超える特に顕著な気圧低下を記録した釧路において, 地上及び高層の各種観測データと数値モデルの表現を照らし合わせる事で Pressure Dip の構造を把握することができた. Pressure Dip の形成には, 中上層における台風の湿潤域に吹き込む偏西風の乾燥域と, 中下層における降水帯の縁辺という鉛直方向に重なる 2 つの前線構造が関わっていた. その境界域に内部重力波が存在し, 強い下降流の断熱変化による高温気柱が地上での気圧低下の原因となっていた.

1. はじめに

2012 年 9 月下旬から 10 月 1 日にかけて日本に接近・上陸した台風第 17 号 (T1217) に伴い, 四国から北海道の広範囲において Pressure Dip (以下, PD) という急激な気圧変動現象が起きた. 特に北海道東部の釧路では約 20 分で 10hPa を超える急激な気圧の低下が観測され, 同時に瞬間風速 30m/s を超える突風や全振幅 120cm を超える潮位変動も起きていた.

台風通過時には, 台風を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 PD という気象現象がしばしば観測される. 空間的にはメソβスケールの広がりを持った現象でありながら長距離・長時間持続する急激な気圧変動で, Fujita (1952) において T4902 に伴う PD として紹介・命名された. Matsumoto and Okamura (1985) では T8124 に伴い発生した PD を台風の

レインバンドの微細構造と密接な関係がある内部重力波であると指摘し, さらに辻村 (1993) は台風システムと相互作用し続けた内部重力波ソリトンと説明している.

その後も T9119 の PD を報告した前田 (1993) など PD に関する報告はいくつかある. 筆保・林 (2001) では多くの PD 事例から統計的調査を行い, PD が発生する際の総観場の特徴や台風を中心との位置関係など PD の一般的な性質を整理した. また, 筆保・林 (2003) や Fudeyasu *et al.* (2007) では数値モデルによるシミュレーションから PD の構造について述べている.

本報告は, このような PD の事例報告のひとつとして, T1217 に伴い発生した PD について, 衛星やレーダー, 風の鉛直プロファイル等の観測データ及び数値モデルの出力をもとに, その構造を調べた結果を述べたものである.

* 札幌管区気象台気象防災部 ** 網走地方気象台
(平成 26 年 1 月 23 日発行)

2. T1217 について

T1217は、2012年9月17日にフィリピンの東の太平洋上で発生し、ゆっくりと北上しながら25日には中心気圧が905hPaになるまで発達した。28日には強い勢力を保ったまま先島諸島から沖縄本島付近を通過し、30日午後7時頃に愛知県豊橋市付近に上陸した。その後中部山岳域を乗り越える形で北東に進み、10月1日朝には三陸沖の太平洋上に抜け、釧路の南海上を北東に進みながら1日21時に千島の東で温帯低気圧となった。

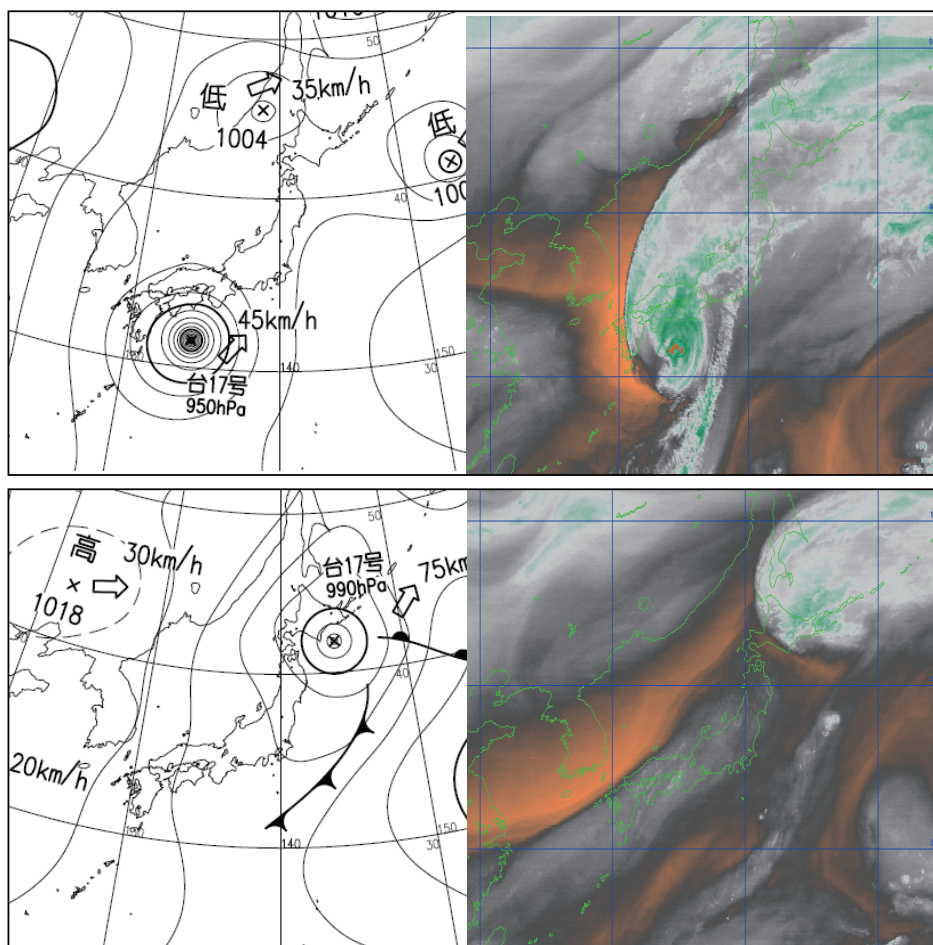
台風の中心気圧が905hPaと猛烈に発達したことや本州に上陸・縦断したことが話題になったT1217であったが、傾圧性が大きい場の中を進んだことも特徴のひとつである。T1217が四国の南海上に進んだ30日9時、この台風の西象限には偏西風によって運ばれた顕著な乾燥域が広がって

いた(第1図)。この台風の西象限における、台風本体の湿潤域と偏西風による乾燥域の明瞭なコントラストは温帯低気圧化が完了するまで維持されていた。

3. T1217 によるPDの分布

T1217によるPDの発生域と発生時刻、気圧降下量と台風の経路を示したのが第2図である。発生時刻はPD中の最低気圧の起時、気圧降下量はPDの気圧急降下が生じる直前からの気圧差とした。台風的位置はベストトラックにおいて大きな修正がないことを確認した上で、毎時の速報値を用いている。

PDの発生は台風の北西象限に限られており、台風の進路に沿うように四国から北海道にかけて帯状に分布している。9月30日日中の時点で



第1図 2012年9月30日9時(上)と2012年10月1日9時(下)の地上天気図(左)と水蒸気画像(右)
水蒸気画像では水蒸気量の多い順に緑・白・黒・オレンジに色分けした。オレンジ色の領域は顕著に乾燥していることを示している。

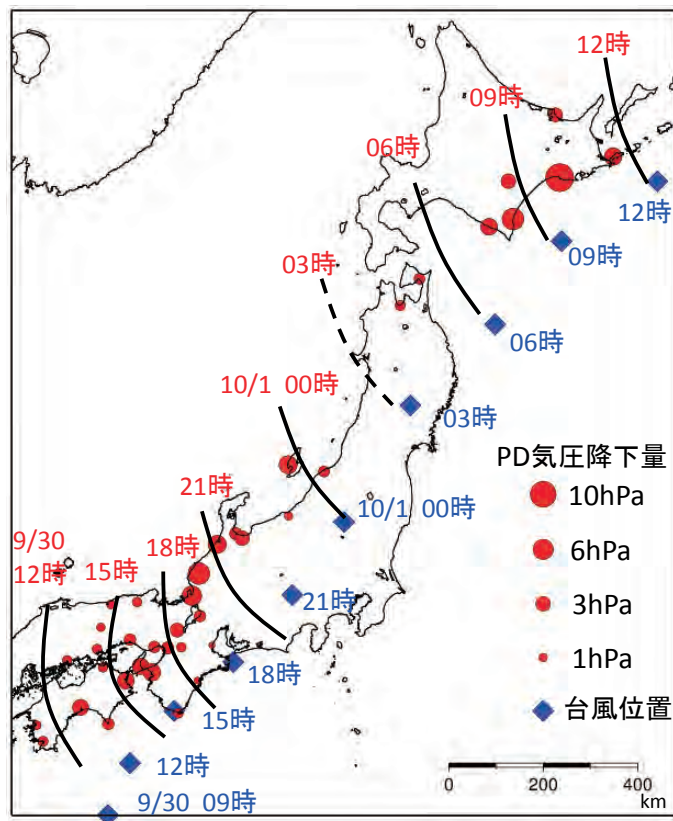
は台風の移動速度は40～50km/hで、台風が移動するにつれてPDの発生域も北西に広がっている。30日夜から10月1日にかけて台風が加速しながら北上するとともにPDの発生域も足早に北に広がっており、あくまでもPDは台風が付随する現象であることを示している。また、東北地方でPDが一度不明瞭となった後に北海道で再び顕在化しており、同じ台風の中でもPDが維持され続けるとは限らないことが分かる。

PDは北陸や北海道東部で明瞭だが、特に釧路では11.2hPaと際立って顕著であった。この際に観測した986.2hPaという最低気圧は台風の中心気圧990hPaすら下回る値である。多くのPDを調査した筆保・林(2001)においても10hPaを超えるPDの報告はなく、本事例における釧路のPDはこれまでに観測されたPDの中でも顕著な事例であった。

4. 観測データから見たPD

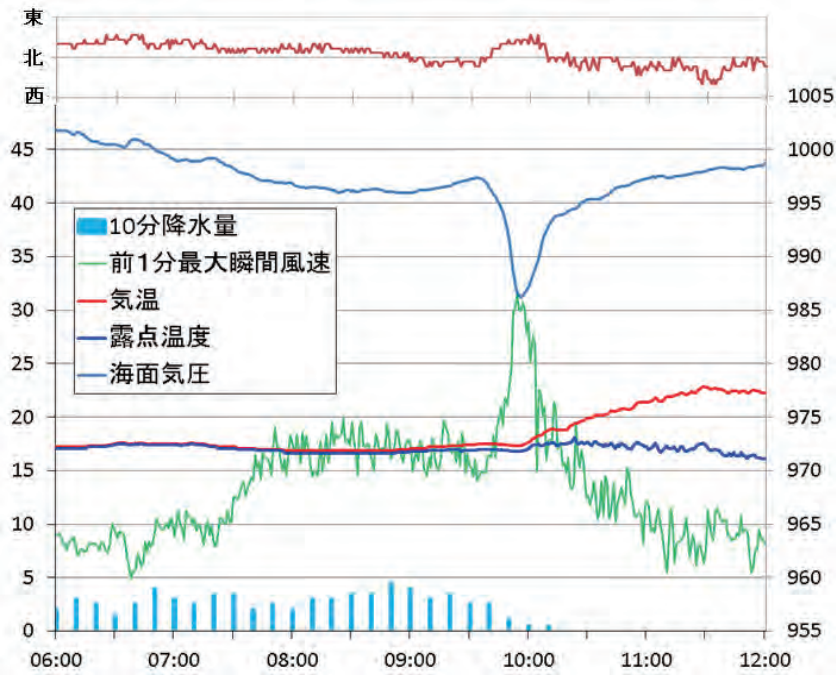
第3図は、2012年10月1日6時から12時の釧路の地上観測時系列である。台風が釧路に最も近づいた1日9時における台風の中心気圧は990hPaと勢力を弱めており、釧路では気圧996hPa前後、瞬間風速15～20m/sで推移していた。しかし、9時過ぎから気圧が上昇傾向になった後、9時30分過ぎから一転して急激に低下。気圧の低下と同時に風も急に強まり最大瞬間風速31.4m/sを観測した。その後気圧は急上昇し、PD発生前の気圧に戻ると共に強風も収まった。

PD発生前の風向は北北西～北、PD発生中はやや東寄りの北北東となったが、PD終了後は再び北西～北に戻っており、前線通過時のような明瞭な風向変化や降水の強化は見られなかった。PD通過後は日照が出たため気温は上昇したが露点温度には大きな変化はなく、地上気塊の入れ替えを



第2図 2012年9月30日9時～10月1日12時までのPD発生状況と台風経路

PDの発生位置(赤丸)を発生時刻にもとづいて3時間ごとに区分した。1日3時前後はPDの観測が無いため破線としている。



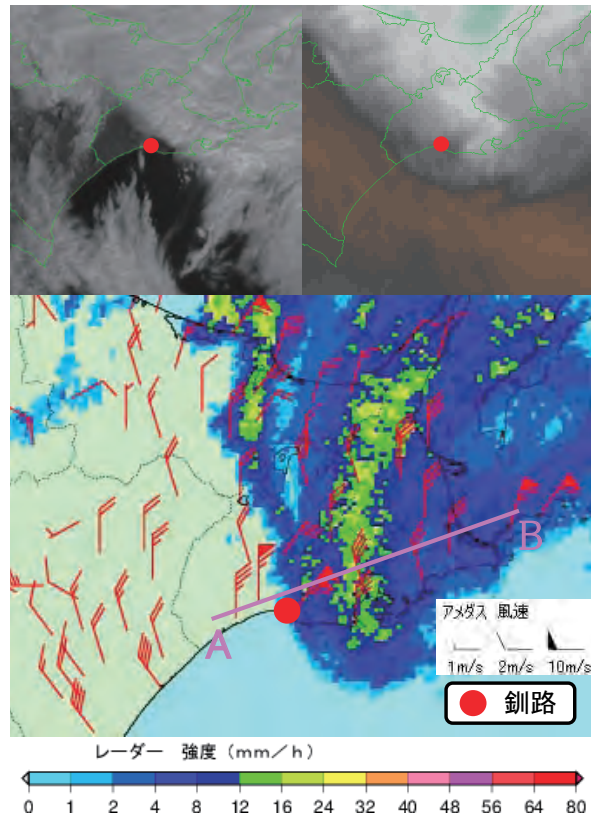
第3図 2012年10月1日6時～12時の釧路の地上観測時系列
海面気圧 (hPa, 右軸), 前1分最大瞬間風速 (m/s, 左軸), 風向, 気温・
露点温度 (°C, 左軸), 10分間降水量 (mm/10min, 左軸)

伴う現象ではなかったことが分かる。地上で明瞭な不連続線の通過がなくても、気圧や風速の大きな変動が起きるのがPDの特徴である。

第4図は、釧路をPDが通過した直後の2012年10月1日10時00分の衛星可視画像、水蒸気画像、地上実況である。PDの発生は台風中心から繋がる降水域の縁辺が通過するタイミングと非常に対応が良く、降水域の東進と共にPDの発生域も移動していた。PDの通過に伴い、北東風の強い領域も移動していた。

可視画像で見ると、降水域に対応する雲域の縁辺は非常にはっきりしている。水蒸気画像でも後面には暗域が迫っているが、その境界は可視画像で見られる境界よりやや西寄りにある。PDの前後で上層から下層にかけて大きな場の変化が生じていることが分かるが、地上においては前線通過のような顕著な風向・気温の変化が起きなかったのは既述した通りである。

第5図には、第4図A-B間のレーダー鉛直断面を示した。第4図の可視画像を見る限り降水域と対流雲の雲域は対応がよく、台風本体のレインバンドは鉛直方向に発達した対流雲で構成されているはずである。しかし、PD境界である降水域



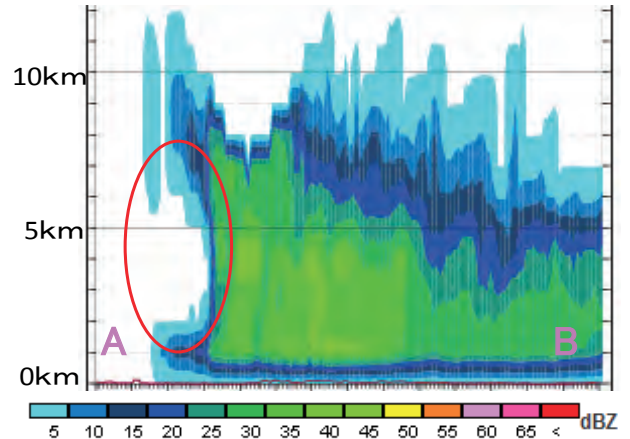
第4図 2012年10月1日10時00分の衛星画像と地上実況
左上：可視画像 右上：水蒸気気画像 下：地上実況 (レーダー, 風)

の西端では高度 2～6km 付近が中抜けした独特の形状をしている（図中の赤丸）。この形状の構造を見るため、風の鉛直構造を見ていく。

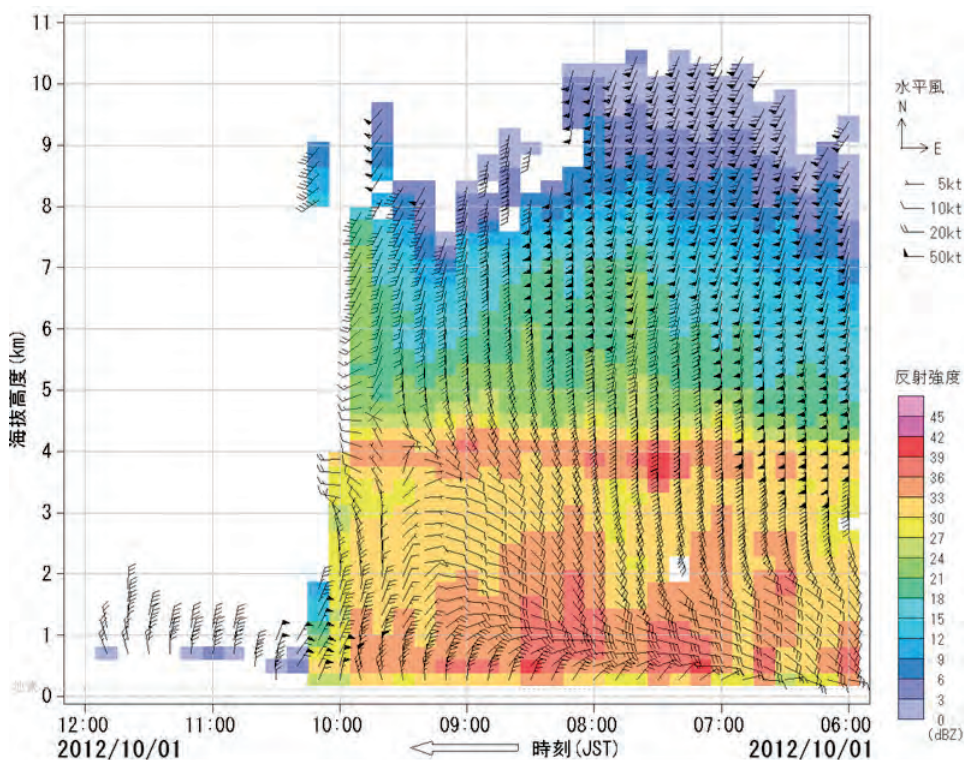
第 6 図は釧路レーダーによる VAD 風* データである。台風は温帯低気圧化の過程が進むにつれ下層の循環と上層の循環がずれていくが、10月1日8時の時点で台風の循環である東成分の大きい層は地上～高度3km程度に限られ、高度3kmより上空ではトラフ前面の南系の風が卓越している。10時前になると高度3kmより上空は南西～西風となり、その直後から VAD 風は得られなくなった。上空に、レーダーに映る雨粒等の粒子が無くなったためと考えられる。これは、水蒸気画像に見られる台風の西象限の乾燥域と整合しており、第 5 図で見られた高度 2～6km における降水の中抜けは乾燥域の強い貫入を示唆している。

この高度 3km より上空の変化と同じくして、台風が通過後に北北西まで回りつつあった下層風が北北東に変化し、最下層から高度 1km 程度に

かけて 50kt を超える強風が観測されている。この VAD 風で見られた下層の強風は釧路の地上観測で強風となったタイミングとも一致しており、PD による強風はごく下層のみに存在していたことが分かる。



第 5 図 第 4 図中 A-B 間のレーダー鉛直断面
高度 8km より上空にある楔状のノーエコー域は、レーダーサイト近傍の不感知領域によるもの。



第 6 図 2012 年 10 月 1 日 6 時～12 時の釧路レーダー VAD 風と反射強度の時系列

*VAD 風：VAD 法（Velocity Azimuth Display 法）によって単一のドップラーレーダーから得られる風の鉛直プロフィール。現在気象庁観測部観測課で開発・試験中。

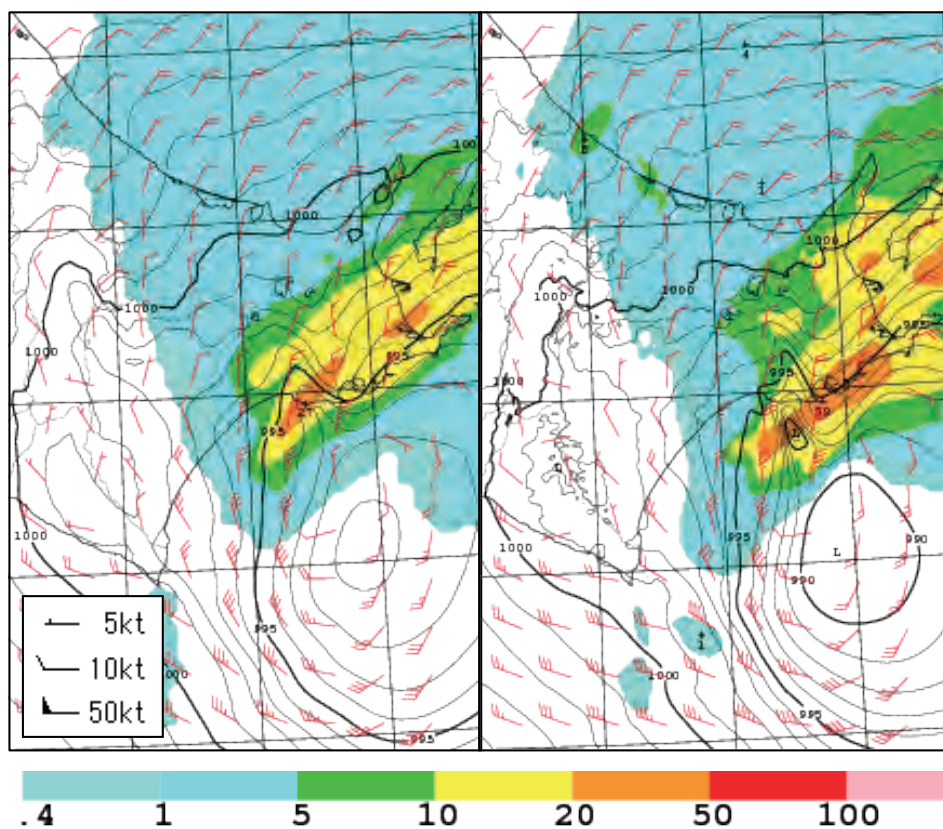
辻村 (1993) では、内部重力波ソリトンが安定して伝播するためには、内部重力波ソリトンが伝播する下層の安定層と、その上に内部重力波ソリトンを閉じ込めるための弱安定層という成層状態が重要であると指摘している。しかし、台風の移動と共に場が足早に変化していく条件下では、PD 発生直後の高層観測実況を得るのはなかなか難しい。釧路の 10 月 1 日 9 時の高層観測ではまだ PD 発生前で台風本体の雲域の中であり、PD 通過後となる三沢では時間が経ちすぎているなど、本事例では有益な観測データは得られなかった。PD における成層状態の特徴を観測データから論じるには、顕著な PD 発生直後に高層観測のタイミングが重なる幸運を待つ他になさそうである。

5. 数値モデルによる PD の表現

気象庁が運用する非静力学モデルには MSM と LFM の 2 つがあり、格子間隔はそれぞれ 5km ・

2km である。第 7 図は、2012 年 10 月 1 日 10 時の MSM 及び LFM による北海道東部の地上予想である。両モデルは台風を中心から北西に突き出した低圧部を表現しており、この低圧部が PD に対応していると思われる。

数 10km × 数 100km という水平スケールの PD を表現するには格子間隔は狭い方が望ましいが、一方で台風という移動速度が大きい現象を同時にとらえるため、計算領域を広くする必要はある。この相反する条件が数値モデルで PD を再現する難しさの一つとなる。また、MSM と LFM はいずれも初期時刻ごとに台風の中心位置や降水の表現に微妙な違いがあり、残念ながら北海道東部における PD の顕著な発達を初期から追いかけることができる理想的な計算結果は見出せなかった。よって格子間隔が狭い LFM において一番再現性が高いと思われるタイミングを選び、釧路における各種観測データと比較することによって数値モデルの妥当性及び PD の細かな構造を見ていくこ

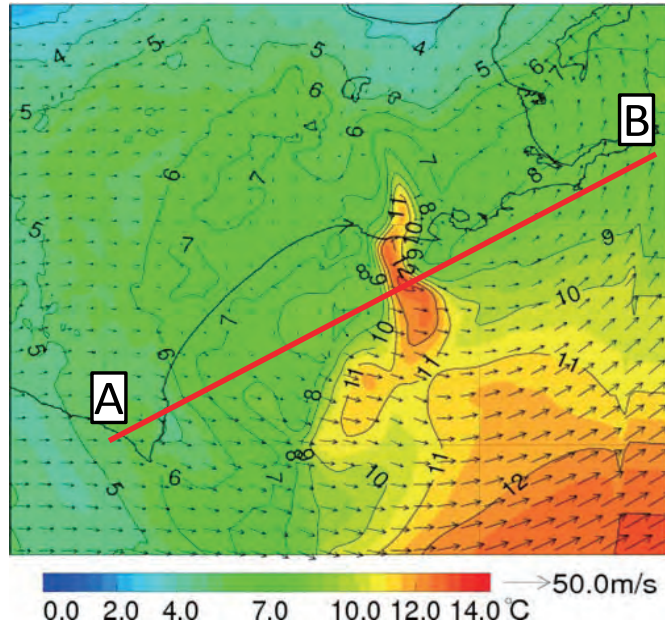


第 7 図 2012 年 10 月 1 日 10 時 (1 日 00UTC 初期値 FT=1) 地上予想
左 : MSM, 右 : LFM. 1 時間降水量 (mm/hour) を色塗りで、気圧 (hPa) を等値線で示す。

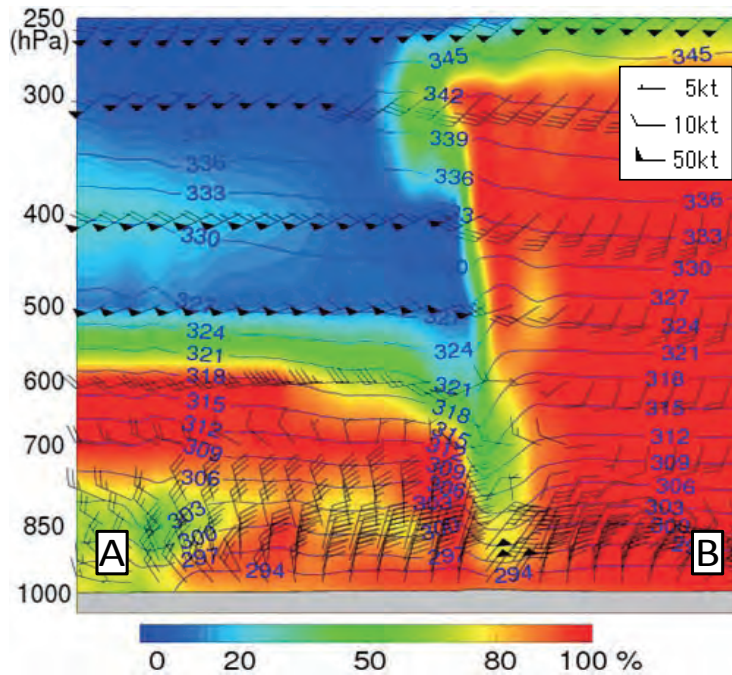
とにする。

LFMの予想において、10月1日10時のPDを700hPa面及び鉛直断面で見たのが第8～10図である。700hPa面では、第7図で見られたPDの低圧部に対応して帯状の高温域が台風を中心から北西に伸びている(第8図)。

このPD周辺における湿度の鉛直分布を第9図で見ると、PDの東側では台風の非常に湿った気塊が全層に渡って存在する。一方、西側では500hPa面より上空では西から顕著な乾燥気塊が流入しており、PDのほぼ直上で顕著な前線構造を形成している。また、400～500hPa面では乾



第8図 2012年10月1日10時(1日00UTC初期値FT=1) LFM 700hPa面の風と気温
気温(°C)を色塗り及び等値線で示す。



第9図 第8図中A-B間の鉛直断面における相対湿度, 風, 温位
相対湿度(%)を色塗りで, 温位(K)を等値線で示す。

燥域が強く暖気側に貫入している。これらの特徴は衛星水蒸気画像や釧路レーダー VAD 風による観測結果と一致しており、LFM が中上層の構造を正しく表現していることが分かる。

続いて、500hPa 面以下の中下層の構造に着目する（第 10 図）。PD 直上で強い下降流域、そして対になる強い上昇流域があり、この一対の下降流と上昇流が辻村（1993）が指摘した内部重力波ソリトンと解釈できる。下降流域では断熱変化によって周囲より乾燥かつ高温位となっており、この高温の気柱の下で気圧が低下する構造となっている。ごく下層のみに存在する北東の強風も VAD 風の観測データと対応がよく、LFM は中下層においても PD の構造を正しく表現していると評価できる。

なお、PD は台風だけに伴って発生する現象ではなく、Cb 域近傍で発生した PD として裁ほか（2009）や木下（2012）の報告がある。裁ほか（2009）では 2006 年 8 月 29 日に沖縄の Cb 域近傍で発生

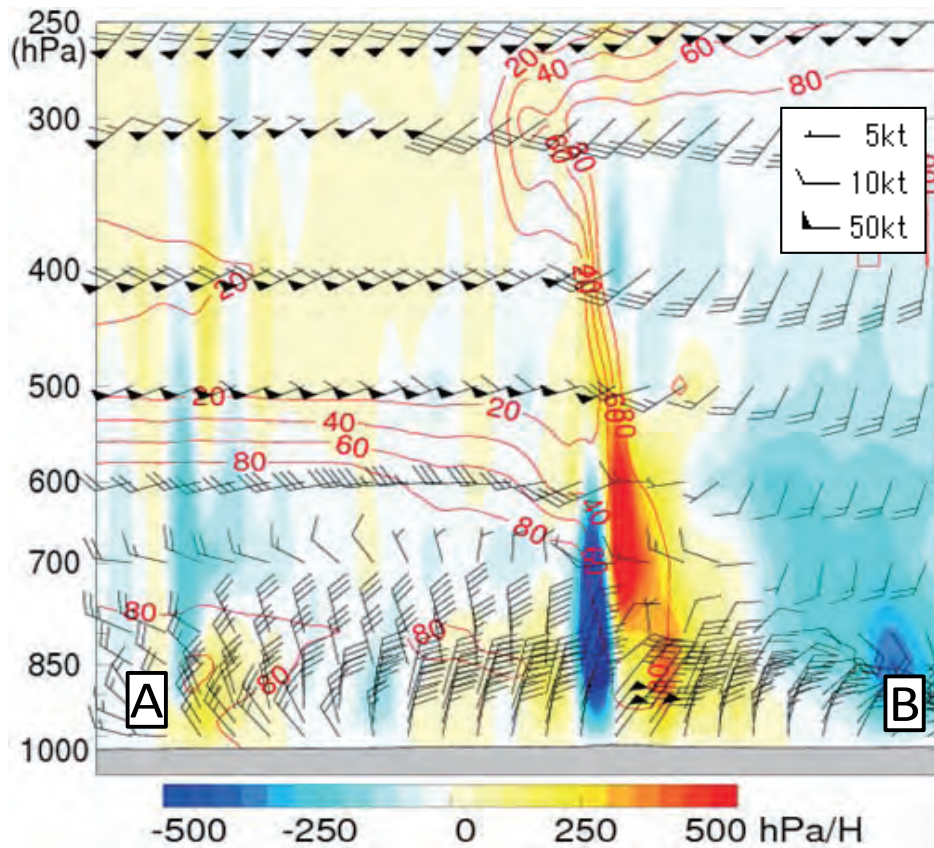
した PD において、地上設置型のマイクロ波放射計によって大気中下層に昇温・乾燥域が観測されたとも報告している。本事例の PD において数値モデルが示したような、内部重力波の下降流によって温度が上昇するという現象を直接捉えた貴重な資料と思われる。

以上から、400～500hPa における乾燥気塊の強い貫入の先端部で乾燥気塊と暖湿気塊の間に何らかの作用が生じ、中下層の内部重力波を励起しているという構造が推察される。その発生及び発達メカニズム解明は今後の課題である。

6. PD による潮位変動

本事例の PD の大きな特徴の一つとして、PD をトリガーとした顕著な潮位変動も起きていたことも挙げられる。

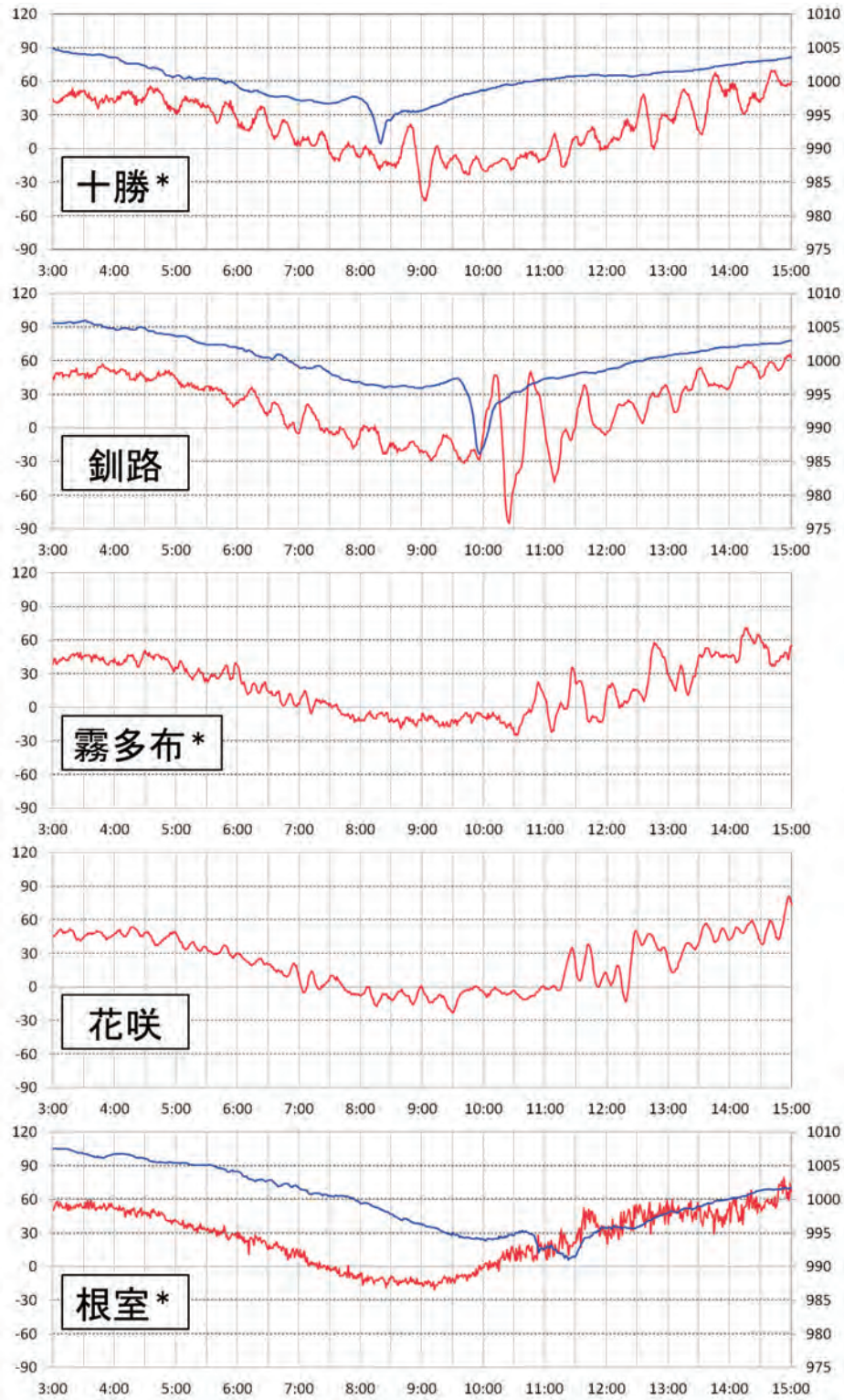
台風による潮位への影響のひとつに港湾の固有周期で潮位が変動する副振動があり、T1217 においても南西諸島から北海道にかけての広い範囲で



第 10 図 第 8 図中 A-B 間の鉛直断面における鉛直流，風，相対湿度
鉛直流 (hPa/hour) を色塗り，相対湿度 (%) を等値線で示す。

副振動が発生していた。北海道の太平洋沿岸でも10月1日朝までは数10cm程度の副振動であったが、1日8時から12時過ぎにかけて次々と大き

な潮位変動が発生し、最大となった釧路では全振幅が120cmを超える顕著なものであった(第11図)。PDは関西や北陸でも顕著だったが、北海道



第11図 2012年10月1日の潮位 (cm, 赤線) 及び気圧 (hPa, 青線)
上から十勝*, 釧路, 霧多布*, 花咲, 根室*。*は国土交通省港湾局所管の検潮所。

太平洋沿岸のような PD をトリガーとする潮位変動は見られなかった。

北海道の太平洋沿岸における潮位変動は、副振動の際に多く見られる微気圧振動ではなく、PD による大きな一度の気圧変動によって発生している。潮位変動と PD の気圧変動のタイミングは概ね一致している。しかし、細かく見ると十勝では気圧変動が先行している一方で、釧路では気圧変動と潮位変動のタイミングが重なっているなど、観測地点ごとに差異が見られる。このことは潮位変動が PD の直下で起きたのではなく、それぞれが別の波動として進んだことを示している。北海道太平洋沿岸において潮位変動と PD の進行速度がうまく重なることによって、より顕著な潮位変動となった可能性がある。しかし、潮位変動については港湾の形状などの要因も考慮する必要があるため、詳細なメカニズムは潮位の専門家による今後の研究に期待したい。

7. まとめ

T1217 通過時に観測された PD について、衛星やレーダー、VAD 風等による多角的な観測データと数値モデルの比較を行った。その結果、PD の構造を概ね把握できると共に、数値モデルが PD という現象を正しく表現できていることが確認できた。

PD は台風に伴う内部重力波に伴う下降流の断熱変化による高温気柱が原因であり、その形成には中上層における台風本体の湿潤域に偏西風による乾燥域が貫入する前線構造、及び中下層における台風本体の降水域の縁辺という鉛直方向に位置する2つの境界域が重要であった。ただし、PD の発生・消滅の過程については依然として不明なままである。観測技術や数値モデルのさらなる進歩、そして何より観測結果の積み重ねにより、PD という現象の一連の姿が解明されていくことが望まれる。

台風による影響を考える場合、広範囲に及ぶ暴風や大雨、あるいは北東象限における竜巻が注目されるが、T1217 では台風の北西象限においても災害につながりうるだけの突風や潮位変動をもたらす PD が起きた。本事例のように台風の勢力が

衰えた状態であっても、顕著なメソ現象が生じる可能性があるということを今後は意識しておく必要があるだろう。

謝辞

本調査を行うにあたり、横浜国立大学の筆保弘徳氏から調査資料のご紹介と共に貴重なご助言を戴きました。また、気象庁海洋気象情報室と函館海洋気象台海洋課（現：札幌管区気象台気象防災部地球環境・海洋課）からは潮位データ、気象庁観測部観測課からは開発中の VAD 風データについてご協力・ご助言をいただきました。ここに深く感謝の意を表します。

本調査では、航空機の安全な運行を支援するために行っている気象衛星ひまわりによる高頻度観測で得られた画像を利用しました。

参考文献

- 筆保弘徳・林泰一 (2001) : 台風内で発生する Pressure Dip の一般的な性質について. 京都大学防災研究年報, 44B-1, 159-169.
- 筆保弘徳・林泰一 (2003) : 台風内で発生するメソ β スケール Pressure dip の発達メカニズム. 京都大学防災研究年報, 46B, 651-662.
- Fudeyasu, H., S.Iizuka and T.Hayashi (2007) : Meso- β - scale Pressure Dips Associated with Typhoons. Monthly Weather Review, Volume 135 Issue 4, 1225-1250.
- Fujita.T. (1952) : Pressure Distribution within Typhoon. Geophysical Magazine, 23, 437-451.
- 木下仁 (2012) : 急激な気圧低下を伴ったテーパリングクラウド. 天気, 59, 5, 366.
- 前田宏 (1993) : 台風 9119 号の Pressure dip について. 研究時報, 44 別冊, 188-189.
- Matsumoto, S. and H. Okamura (1985) : The internal gravity wave observed in the Typhoon T8124 (Gay). J. Met. Soc. Japan, 63, 37-51.
- 裁吉信・照屋学・出原幸志郎 (2009) : 2006 年 (平成 18 年) 8 月 29 日に沖縄本島地方で観測された内部重力波と推定される気圧低下現象. 沖縄技術ノート, 70, 18-22.
- 辻村豊 (1993) : ソリトンと気象現象—気象現象中の孤立波 (上) —. 気象研究ノート, 178, 46-99.