

日本に近づいてから発達する台風の特徴

Characteristics of Typhoon Which Develops in the Vicinity of Japan Islands

中野貴史・石川裕彦

Takashi NAKANO and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

The dissipation / development trend of tropical cyclones (TCs) approaching to the south coast of Japan Islands was investigated. Among 203 cases from 1979 to 2013, 23 cases (11%) developed more than 7.5 hPa and 66 cases (33%) dissipated more than 7.5hPa during their migration after crossing a southern reference latitude (27°N). For the developed case Typhoon Roke (T1115) and the dissipated case Typhoon Jelawat (T1217) atmospheric and oceanic environment along their tracks were closely analyzed. Roke passed over the Kuroshio region, when it began to develop, where the warm current ($\geq 26^{\circ}\text{C}$) was thick and the tropical cyclone heat potential (TCHP) was high. Decrease of sea surface temperature (SST) caused by passage of Roke was low over the Kuroshio Current. It was considered that the thick warm layer suppressed the typhoon's self-induced ocean cooling over the Kuroshio Current, which in turn brought about a favorable condition for intensification of typhoon. Jelawat rapidly dissipated though the oceanic condition was not necessarily unfavorable for development. According to the cyclone phase space (CPS) analysis, it was shown that Jelawat had already started its extratropical transition when it passed over the reference latitude, 27°N, as the upper westerly shifted southward.

キーワード: 台風, 海面水温, D26, Tropical cyclone heat potential (TCHP)

Keywords: Typhoon, Sea surface temperature (SST), D26, Tropical cyclone heat potential (TCHP)

1. はじめに

熱帯域で発生・発達した台風は、一般に中緯度帯に達すると勢力が衰える。鉛直シアの増大、大気中の水蒸気の減少、海面水温 (SST) の低下といった環境場の変化が、台風の構造維持に不都合となるためである。一方で、日本列島周辺の中緯度海域に到達してから発達する台風・熱帯低気圧事例も存在する。例えば、2013 年台風 18 号 (T1318) は、日本列島付近に接近してから発達した台風事例である。RSMC Best Track Data によると、T1318 は 27.4°N (9 月 14 日 18UTC) で 985hPa であった中心気圧が、31.5°N (9 月 15 日 12UTC) では 960hPa まで低下し、その勢力を

ほぼ維持した状態で愛知県豊橋市付近に上陸した。この台風に伴い、近畿・東海地方を中心に大雨による被害もたらされ、京都府、滋賀県、福井県には大雨特別警報が発令された。これは気象庁が平成 25 年 8 月 30 日に特別警報の運用を開始してから、全国で初の発令事例であった。このようなことから、北西太平洋域の台風の発達の傾向を把握すると同時に、日本列島に近づいてから発達を開始する台風について、大気・海洋の両側面から、さらなる理解を深めていくことが、防災の観点からも重要となる。

北西太平洋域において、台風強度と海洋の関係に関連して、Lin et al (2008) は、Category5 に発達した台風と海洋上層熱構造との関係を調査した。

21°-26°N, 127°-170°Eで囲まれる海域に関しては、海面から26°C等温線までの深さ(D26)の夏季(7~9月)の気候場が40~70mと熱帯域に比べると浅くなっている。この海域で台風がCategory5に発達した事例は、気候場よりも暖水層の厚さが深い海域を通過していることを指摘した。一方で、10°-21°N, 121°-170°Eで囲まれる海域に関しては、夏季のD26の気候場は80~130mと比較的厚くなっている。実際に、この海域でCategory5に発達した台風事例は、気候場よりもD26・海水温26°C以上の海水が持つ熱容量(TCHP)・海面高度(SSH)の指標が、正・負偏差いずれの場合であっても存在していたことを示した。

日本列島に近づいてから発達を開始する台風に関する研究は、北島(2012)が、日本域で急発達を遂げた2011年台風15号(T1115)の急発達時、鉛直シアーが小さい環境場であったことを示しているものの、関連する研究は依然少ない状況である。

このような背景から、本研究では、1979~2013年に日本付近に接近し北上した台風事例について、日本の南海上を北上する時の台風の発達の傾向について調査すること、さらに、顕著な発達・衰弱事例について大気・海洋両側面から事例解析を行うことで、中緯度域で発達する台風の特徴について考察する。

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、日本付近に接近し北上する台風の発達の傾向について示す。第4章は、中緯度域でそれぞれ顕著な発達・衰弱を示した、2011年台風15号(T1115)・2012年台風17号(T1217)の大気場と海洋熱特性の比較結果について記す。第5章は第4章の比較結果の考察を行い、第6章でまとめとなる。

2. 使用データと解析手法

2.1 使用データ

台風経路・強度情報は、RSMC Best Track Dataを使用した。大気場、潜熱・顕熱フラックスの解析には、気象庁55年長期再解析(JRA-55)モデル格子データを使用した。モデル格子データは、準規則ガウス緯度/経度格子系で出力されている。鉛直座標は、ハイブリッド座標系であり、地表面から10hPaまでの60層のハイブリッド面に対してデータが出力されている。このデータを元に、モデル面解析値の各物理量を、気圧座標系に変換した値を大気場の解析に利用した。さらに日本周辺域の大気場の解析には、気象庁メソ客観解析(MANAL)データも合わせて使用した。格子系はランベルト正角円錐座標であり、水平解像度

は5km、鉛直解像度は、地上および等圧面15層(1000hPa, 950hPa, 925hPa, 900hPa, 850hPa, 800hPa, 700hPa, 600hPa, 500hPa, 400hPa, 300hPa, 250hPa, 200hPa, 150hPa, 100hPa)である。

海面水温(SST)の解析には、MGDSSTデータを使用した。MGDSSTデータは、衛星観測による赤外線放射計データ、マイクロ波放射計データ、さらには船舶やブイなどの現場観測データを利用して算出されている。マイクロ波放射計データを利用することで、曇天域のSSTを観測することも可能となり、台風雲域下部のSSTをより正確に検出できると考えられる。本研究では、全球日別海面水温データセットを用いた。水平解像度は0.25°×0.25°である。

海洋内部の解析には、FRA-JCOPE2再解析データ(Miyazawa et al., 2009)を使用した。このデータは海洋モデル(Princeton Ocean Model)を用いて観測データを同化したもので、太平洋のほぼ全域(30°S-62°N, 100°E-90°W)を、水平解像度約1/4°, 鉛直21層で覆う低解像度モデルと、水平解像度1/12°, 鉛直46層で、北西太平洋域(10.5°-62°N, 108°-180°E)を覆う高解像度モデルから構成されている。時間間隔は1日である。

2.2 D26とTCHP

海洋上での台風の発達を議論するにあたっては、SSTだけではなく海洋上層の熱構造についても把握することが重要である。台風の強風による鉛直混合や、エクマンパンピングで下層の冷たい海水が海面まで上昇することで生じるSST低下は、台風の発達を抑制させる効果をもたらすためである。そこで、SSTに加えて、D26やTCHPの指標がよく利用されている。第1章で記述したように、D26は海面から26°C等温線までの深さ、TCHPは海水温26°C以上の海水が持つ熱容量を表す。TCHPは、Leipper and Volgenau(1972)により以下に示す式で定義されている。

$$Q_{TCHP} = \sum_{z=0}^{z(T=26)} \rho_{wi} C_p (T_i - 26) \Delta Z \quad (1)$$

Q_{TCHP} がTCHP、 ρ_w は海水の密度、 C_p は定圧比熱、 T は水温、 ΔZ は層厚を示してある。ここで添字*i*は、海洋内部に設けた層番号である。

2.3 cyclone phase space (CPS)

熱帯域で発生・発達した台風・熱帯低気圧が中緯度に達すると、中緯度特有の環境場の影響を受けるよ

うになり、熱帯低気圧特有の軸対称な構造から、温帯低気圧の構造へ徐々に変質する。この変質を定量的に示すのが、Hart (2003) が提案した低気圧位相空間 (cyclone phase space; CPS) である。CPS は以下に示す 3 つのパラメータで表わされる。

$$B = h(\overline{Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}}|_R - \overline{Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}}|_L}) \quad (2)$$

$$-|V_T^L| = \left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{900\text{hPa}}^{600\text{hPa}} \quad (3)$$

$$-|V_T^U| = \left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{600\text{hPa}}^{300\text{hPa}} \quad (4)$$

Z は等圧面のジオポテンシャル高度、p は気圧、 ΔZ は低気圧中心から半径 500km 以内の Z の最大値と最小値の差である。h は北半球では +1、南半球では -1 である。また、(2) 式のバーは半径 500km の半円の平均である。パラメータ B は低気圧の対称性を示す指標であり、低気圧の進行方向に対し、右側半円 (添え字 R) と左側半円 (添え字 L) のそれぞれで 600hPa 面と 900hPa 面の層厚の平均を計算し、その差をとって定義される。つまり、進行方向の左右の温度差を表すこととなる。成熟期の熱帯低気圧においては、B の値はほぼ 0 になるのに対して、発達した温帯低気圧は B の値は正で大きくなる。 $-|V_T^L|$ 、 $-|V_T^U|$ はそれぞれ下層と上層について暖気核構造か寒気核構造かを表すパラメータである。暖気核構造は $-|V_T^L|$ 、 $-|V_T^U|$ とともに正の値を示すのに対して、寒気核構造は $-|V_T^L|$ 、 $-|V_T^U|$ とともに負の値を示す。熱帯低気圧は基本的に暖気核・熱的対称構造なので、 $-|V_T^L|$ 、 $-|V_T^U|$ はともに正の値を示す。Evans and Hart (2003) は、温低化開始を $B=10$ 、温低化完了を $-|V_T^L|=0$ と定義した。

2.4 台風・熱帯低気圧の抽出条件と解析手法

第 1 章で示したように、一般に中緯度帯に達した台風・熱帯低気圧は衰弱する。Fig. 1 は、1979~2013 年の北西太平洋域内の、全台風・熱帯低気圧事例の経路を、発達・維持・衰弱で色分けした経路図を示す。ある時刻の中心気圧を $p(t)$ 、次の時刻の中心気圧を $p(t+1)$ とし Δp を、 $\Delta p = (p(t+1) - p(t)) / \Delta t$ と定義する。そして、 Δp が 6 時間あたり 5hPa 以上発達している期間 ($\Delta p \leq -5\text{hPa}/6\text{h}$) は赤で、 Δp が 6 時間あたり 5hPa 以上衰弱している期間 ($\Delta p \geq 5\text{hPa}/6\text{h}$) は青で、 $|\Delta p|$ が 6 時間あたり 5hPa 未満の期間 ($-5\text{hPa}/6\text{h} < \Delta p < 5\text{hPa}/6\text{h}$) は灰で色分けしてある。Fig. 1 より沖縄本島周辺を含む緯度帯 (26~27°N) を境に発達程度の傾向は大きく異なるように見え

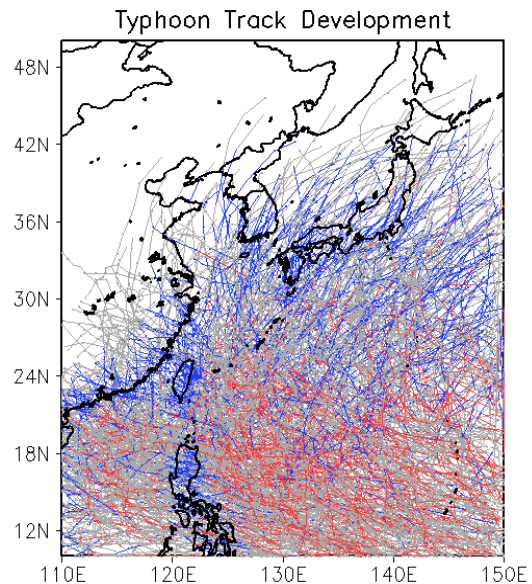


Fig.1 Tracks of typhoons and tropical depressions passing through the area of 110°E-150°E, 10°N-50°N from 1979 to 2013. Red, blue and gray tracks represent developing ($\Delta p \leq -5\text{hPa}/6\text{h}$), neutral ($-5\text{hPa}/6\text{h} < \Delta p < 5\text{hPa}/6\text{h}$) and dissipating ($\Delta p \geq 5\text{hPa}/6\text{h}$).

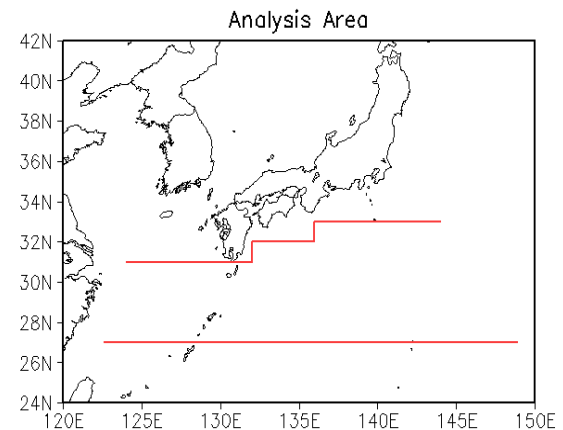


Fig.2 Southern and northern reference latitudes.

る。沖縄周辺より南の海域では、赤線で示される 6 時間あたり 5hPa 以上発達する事例が多く分布しているのに対し、それより北の海域に進入してくると、傾向は一転し逆に衰弱していく青の期間の分布が多くなっていく。つまり、26~27°N 付近より、熱帯域の台風の発達に好都合な環境場から、中緯度域の発達に適さない環境場へ徐々に遷移していると考えられる。本研究では、日本の南海上の中緯度帯での台風の発達について焦点を当てている。よって Fig. 1 の結果も踏まえ、Fig. 2 の赤線で示されるように緯度の南限と北限を設定し、台風がこの領域を北上する間の中心気圧の変化を調べ、台風の発達の特

徴を調べることにする。

領域の南限は、 27°N とし北限は、 $124^{\circ}\text{E} \leq \text{lon} < 132^{\circ}\text{E}$ (範囲①)の範囲で 31°N 、 $132^{\circ}\text{E} \leq \text{lon} < 136^{\circ}\text{E}$ (範囲②)で 32°N 、 $136^{\circ}\text{E} \leq \text{lon} < 144^{\circ}\text{E}$ (範囲③)で 33°N に設定する。このように定めた範囲に南限から進入し北限から抜ける台風・熱帯低気圧を Best Track Data から抽出し、 27°N に進入した直後の中心気圧データを p_s 、北限を抜ける直前の中心気圧データを p_n と定義する。その際、 27°N より北で発生しそのまま北上した台風・熱帯低気圧、北限を抜ける前に温帯低気圧化した事例は除くこととする。

次に、南限から領域に入り北限から抜けるまでの台風・熱帯低気圧の発達・衰弱を $\Delta p_c = p_n - p_s$ と定義する。ここで、 Δp_c は台風・熱帯低気圧が南限から入り北限から抜ける間の中心気圧の変化である。台風・熱帯低気圧の強度変化を気圧で議論する際には、台風・熱帯低気圧周辺的一般場の気圧に注意する必要がある。厳密に言えば、中心気圧そのものではなく、一般場からの中心気圧降下量をもって台風の強さとすべきである。一般場に気圧の南北差があると、 Δp_c の値では一見発達・衰弱を示しているように見えても、それは一般場の南北気圧差の影響を含んだ値となり、一般場の特徴と照合しないと正しく台風・熱帯低気圧の発達・衰弱を評価することができない。そこで、JRA-55 長期再解析データの海面更正気圧から、1979～2013年の各年について北限緯度と南限緯度の間の各月の平均的な気圧差を調べた。北限緯度と南限緯度の東西平均範囲の決定には、Fig.3で示すように、北限の緯度が 31°N の場合は、 31°N での範囲①の東西平均を求め一方、 27°N では、範囲①内で 31°N を北上する抽出事例における 27°N での最西端・最東端の経度間を東西平均の対象範囲とした。この結果、北限の緯度が 31°N の場合は、 27°N では $122.6^{\circ}\text{E} \leq \text{lon} \leq 145.5^{\circ}\text{E}$ の範囲を対象に東西平均をとる。同様の方法で北限の緯度が 32°N (範囲②適用)、 33°N (範囲③適用)の場合の、 27°N での東西平均の範囲を求めると、それぞれ $123.1^{\circ}\text{E} \leq \text{lon} \leq 142^{\circ}\text{E}$ (32°N での東西平均は範囲②)、 $125.8^{\circ}\text{E} \leq \text{lon} \leq 148.9^{\circ}\text{E}$ (33°N での東西平均は範囲③)となる。また解析する期間は、それぞれのケースについて事例が存在した月のみを対象に解析した。その結果、北限の緯度が 31°N の場合は4～10月、 32°N ・ 33°N の場合は5～11月となる。Fig.4より、各北限の緯度に関してどの月においても、設定した緯度間での気圧差には一定幅の経年変動が見受けられる。その値は、年・月によっては絶対値が 4hPa 以上となる年も存在するが、おおよそ $-3\text{hPa} \sim 3\text{hPa}$ の値で推移していることが分かる。この結果を考慮して $-3\text{hPa} \leq$

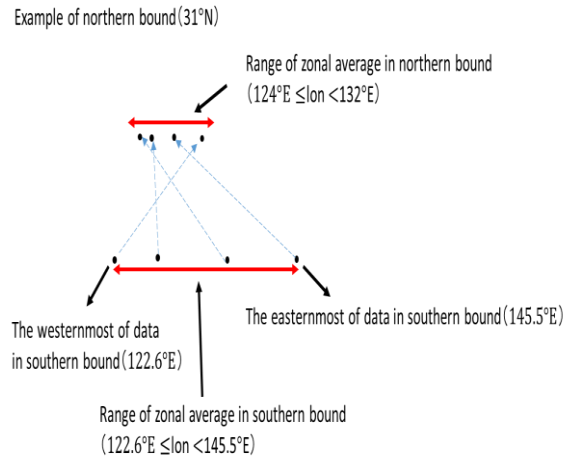


Fig.3 Illustration showing the zonal range of sea level pressure averaging. A blue dashed arrow connects TC location at southern and northern bounds of objective area. Zonal averaging is conducted between the westernmost and easternmost longitudes.

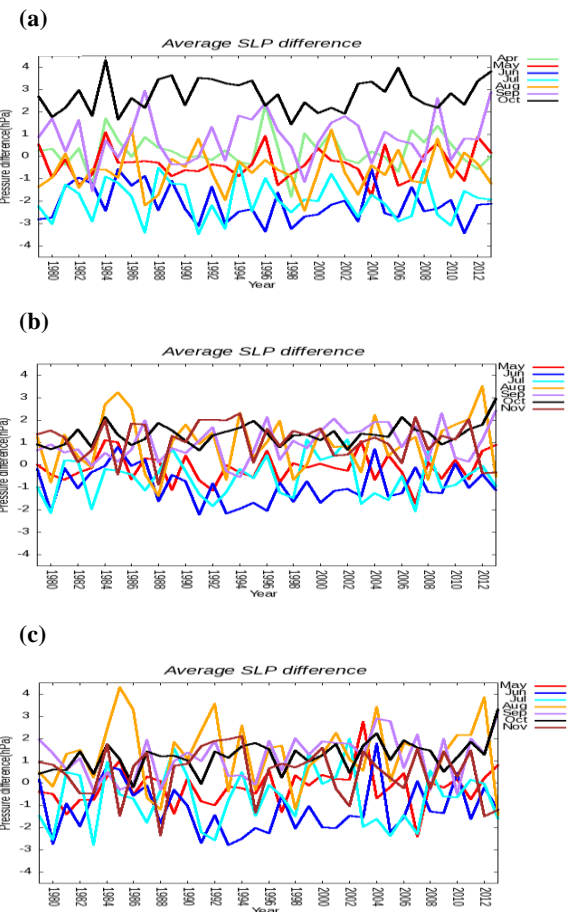


Fig.4 Sea level pressure difference between southern and northern bounds of April to November from 1979 to 2013.
 (a) $31^{\circ}\text{N} - 27^{\circ}\text{N}$ (from April to October)
 (b) $32^{\circ}\text{N} - 27^{\circ}\text{N}$ (from May to November)
 (c) $33^{\circ}\text{N} - 27^{\circ}\text{N}$ (from May to November)

$\Delta p_c \leq 3\text{hPa}$ の台風・熱帯低気圧事例については、 Δp_c が環境場の変動にうもれている可能性があるため、勢力維持と定義してこれ以後扱って解析していくこととする。

3. 日本付近に接近する台風・熱帯低気圧の発達傾向

3.1 台風・熱帯低気圧の発達・衰弱の傾向

第2章で設定した条件で抽出した台風・熱帯低気圧事例は、全203事例であった。Best Track Dataに登録されている1979~2013年の間の台風の総数は891事例であるので、約23%の台風・熱帯低気圧が日本付近の中緯度域を北上して進んだこととなる。次に、設定した緯度間での台風・熱帯低気圧の発達・衰弱の程度を調べる。Fig.5は、抽出した全事例に対する Δp_c の頻度分布図である。横軸の数値は緯度間での気圧差の値である。一般場に起因する $|\Delta p_c|$ の不確かさが3hPaであること、Best Track Dataの気圧値が多くの場合5hPa刻みで表されていることを考慮して、頻度は5hPa刻みでカウントした。例えば-5hPaの頻度は、-7.5~-2.5の間で数えた個数である。前章で勢力維持と定義した $-3\text{hPa} \leq \Delta p_c \leq 3\text{hPa}$ （実際に $-3\text{hPa} \leq \Delta p_c \leq 3\text{hPa}$ の範囲内に存在した台風事例の Δp_c は、すべて $-2\text{hPa} \leq \Delta p_c \leq 2\text{hPa}$ であった）は52事例である（頻度分布図の-2.5~2.5）。つまり、Fig.5より日本付近の中緯度域を北上する台風・熱帯低気圧は、 $-2.5\text{hPa} < \Delta p_c \leq 2.5\text{hPa}$ が頻度としては最も多く、抽出した全事例に対して、約26%を占めている。一方、 $\Delta p_c \leq -2.5\text{hPa}$ で表される発達事例は48事例で約24%、 $\Delta p_c > 2.5\text{hPa}$ で表される衰弱事例は103事例で約50%となる。

さらに、 $\Delta p_c \leq -7.5\text{hPa}$ となる7.5hPa以上発達した事

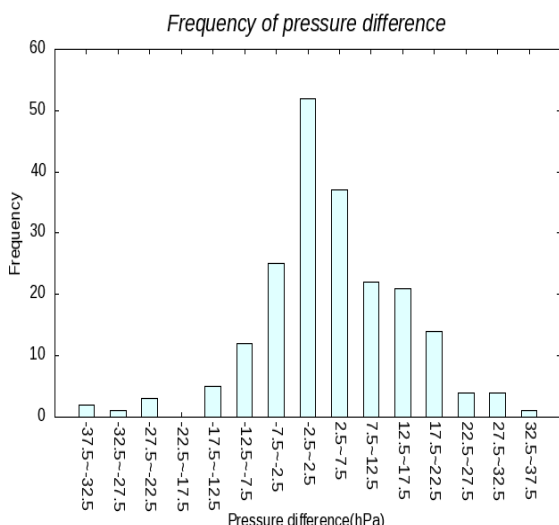


Fig.5 Frequency of Δp_c for all extracted cases.

例と、 $\Delta p_c > 7.5\text{hPa}$ となる7.5hPaより大きく衰弱した事例に着目する。抽出した全事例に対して、7.5hPa以上発達した事例数は23事例で約11%、7.5hPaより大きく衰弱した事例数は66事例で約33%である。また、発達事例においては、最大36hPaの発達、衰弱事例においては、最大35hPaの衰弱を遂げた事例が存在した。

3.2 発達・衰弱事例の季節的特徴と経年変化

以後、 $\Delta p_c \leq -7.5\text{hPa}$ 、 $\Delta p_c > 7.5\text{hPa}$ となる7.5hPa以上発達した事例と、7.5hPaより大きく衰弱した事例に注目していく。Fig.6は、発達・衰弱事例と季節対応の関係を示している。発達事例全23事例は、ユリウス日203~267の間に分布しており、これは7~9月に相当する。つまり、季節的に限定して発生して

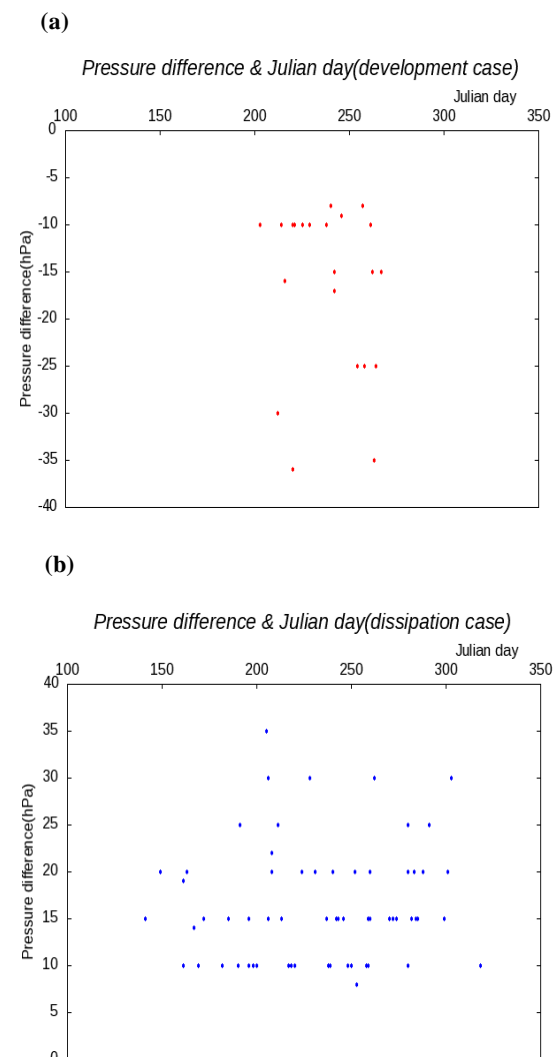


Fig.6 Seasonal distribution of p_n and Δp_c .
 (a) $\Delta p_c \leq -7.5\text{hPa}$ cases
 (b) $\Delta p_c > 7.5\text{hPa}$ cases

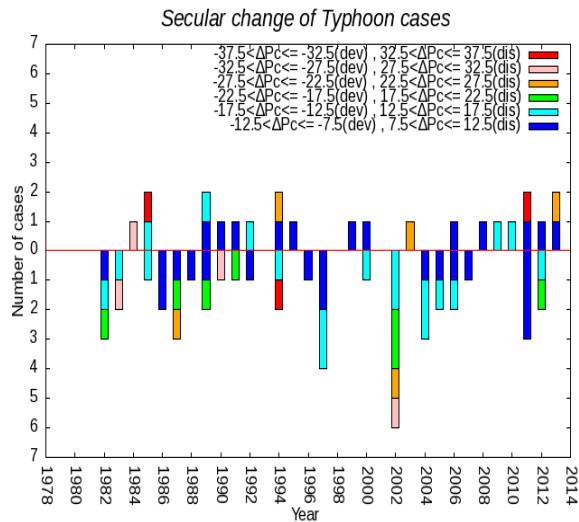


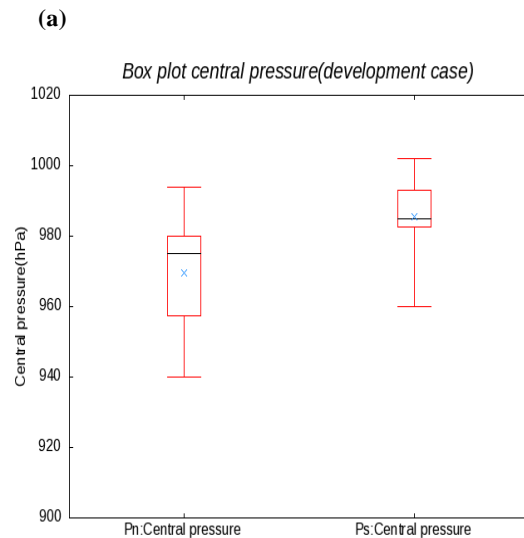
Fig.7 Interannual change of developed and dissipated cases in summer season (July to September).

いることが分かる。一方で、衰弱事例に関しては、ユリウス日 141~318 の範囲となり、これは 5~11 月に相当することから特に季節的な偏りは無いと言える。また、発達事例は 7~9 月のみに存在したことから、発達・衰弱事例を比較するにあたり、衰弱事例についても 7~9 月の 44 事例を対象とすることとする。

次に、発達・衰弱事例数 (7~9 月) の経年変化を Fig.7 に示す。縦軸 0 の赤線よりも上側を発達事例、下側を衰弱事例として表している。棒グラフの色付けと長さは、Fig.5 で示された各 Δp_c の範囲と事例数に対応する。つまり、棒グラフ全体の長さがその年に存在した発達・衰弱事例の総事例数を表している。発達事例に着目すると、事例数・発達の程度とも、明らかな経年変化は見られない。発達事例は、1980 年代から存在しており、1995~2005 年間で一端事例数は減少し、それ以降増加するものの、特に現在に向かい増加しているとは言えない。一方、衰弱事例に関しても、解析期間の 35 年間の間に、事例数が減少している様子は特にない。また、衰弱の程度においても、2003 年以降は、 $22.5 < \Delta p_c$ となる衰弱事例は発生していないものの、この結果から現在に向かうにつれて衰弱の仕方が弱くなっているということは無い。

3.3 発達・衰弱事例の中心気圧の特徴

次に、発達・衰弱事例の中心気圧の特徴について調べる。Fig.8 には、7.5hPa 以上発達した事例・7.5hPa より大きく衰弱 (7~9 月の 44 事例) した事例の p_s , p_n の分布を箱ひげ図で示す。発達事例について、 p_s の値、つまり南限緯度での台風・熱帯低気圧の中心気圧に注目すると、25 パーセンタイル値が 982.5hPa、75



(a)

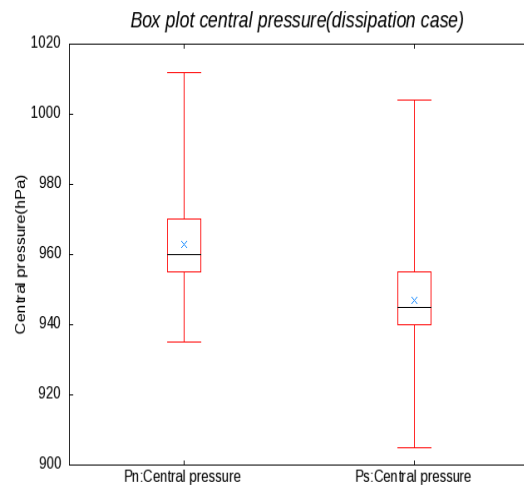


Fig.8 Box plot showing the distribution of p_s and p_n in summer season (July to September). The cross (x) corresponds to the average value, (a) $\Delta p_c \leq -7.5\text{hPa}$ cases and (b) $\Delta p_c > 7.5\text{hPa}$ cases.

パーセンタイル値が 993hPa となり、この値の範囲内に全事例の 50%が含まれている。北限緯度に達した時の p_n の値は、25 パーセンタイル値、75 パーセンタイル値がそれぞれ 957.5hPa、980hPa となる。Fig.9 は、発達・衰弱事例の p_s , p_n における中心気圧の頻度分布である。発達事例では p_s においては、980~989hPa の頻度が最も大きく、次いで 990~999hPa の頻度も大きくなっている。台風・熱帯低気圧が北限緯度に達した時の p_n は、970~979hPa の頻度が最も大きくなる。

一方、衰弱事例についてみると箱ひげ図から p_s の 25 パーセンタイル値は 940hPa、75 パーセンタイル値は 955hPa と、発達事例の p_s と比較して小さく、中心

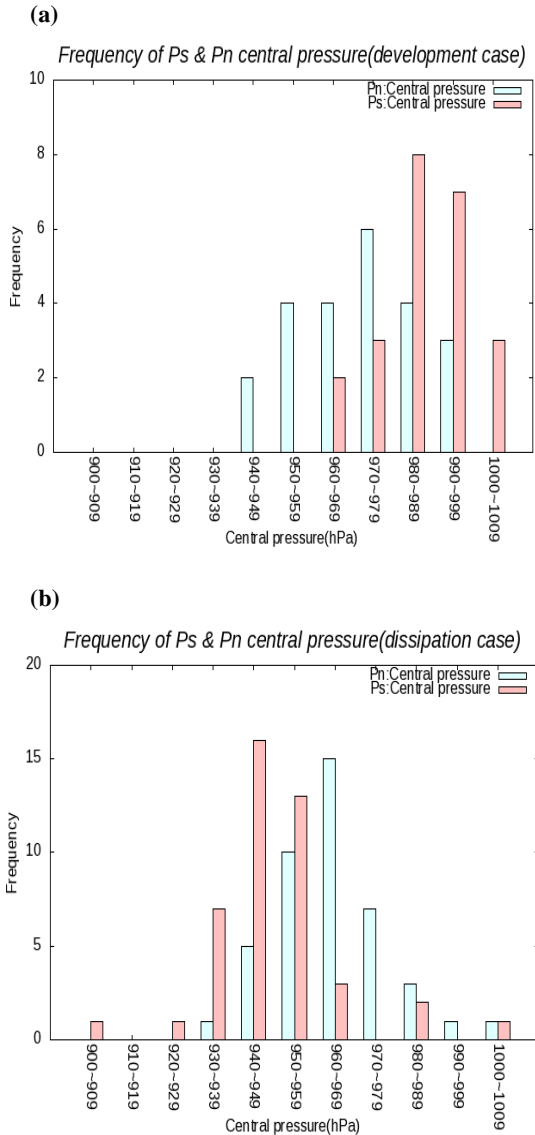


Fig.9 Frequency distribution of p_s and p_n in summer season (July to September), (a) $\Delta p_c \leq -7.5\text{hPa}$ cases and (b) $\Delta p_c > 7.5\text{hPa}$ cases.

気圧が低いことが分かる。 p_n の値に関しては、25パーセント値は955hPa、75パーセント値は970hPaとなり、発達事例の p_n のほぼ同じ値となっている。Fig.9による頻度分布図からは、 p_s においては、940~949hPaの頻度が最も大きく、次いで950~959hPaの頻度も大きい。台風・熱帯低気圧が衰弱して緯度の北限に達すると、 p_n は960~969hPaの頻度が最も大きくなり、次に950~959hPaの頻度が大きくなるという結果となる。

これらの結果から、27°Nを横切る時には発達事例の中心気圧は衰弱事例の中心気圧よりも高い傾向であり、台風・熱帯低気圧が北上し北限緯度に達すると、発達・衰弱事例の中心気圧はおおよそ同じ値で分布するようになるということが分かる。また、特に発達

事例に関しては、 p_s で最小値が960hPaという結果が得られていることから、1979~2013年の35年間の解析期間ではあるが、27°Nを横切る時に960hPaより中心気圧が低い台風・熱帯低気圧は、これ以降7.5hPa以上発達していないということも言える。また、南限緯度を北上する段階では、中心気圧が980hPa以上の頻度が多くなっていた。つまり、それほど27°Nを横切る段階では強く発達していない台風・熱帯低気圧が、日本列島に近づくとともに発達していることを示している。

4. T1115（発達事例）とT1217（衰弱事例）の比較結果

本章では、第3章で得られた結果をもとにして、中緯度域で顕著な発達・衰弱を示した事例解析の比較を行う。発達事例は、2011年台風15号（T1115）、衰弱事例は、2012年台風17号（T1217）を対象とする。両台風は、9月下旬に日本列島に接近し上陸したこと、またその経路が非常に良く似ていたことから、おおよそ季節・海域を統一させた議論ができる点から、この2事例を比較対象事例とした。

4.1 T1115とT1217の概要

Fig.10, Fig.12はそれぞれT1115(発達事例)とT1217(衰弱事例)の台風経路図である。第2章で定義された p_s , p_n の位置をそれぞれ赤の三角と青の四角で示してある。またFig.11, Fig.13はそれぞれT1115とT1217の中心気圧の時間変化図である。同様に p_s の時間に赤線を、 p_n の時間に青線を示してある。

発達事例T1115の中心気圧の時系列変化を見ると、比較的高い中心気圧を維持しながら中緯度域に進入している様子が分かる。 p_s は975hPa(9月19日3時(UTC))、 p_n は940hPa(9月20日18時(UTC))である。つまり、この期間に $\Delta p_c = -35\text{hPa}$ となり、T1115は日本周辺海域の中緯度帯で強い発達を見せ、台風のライフサイクルを通して、この期間で最も中心気圧が深まっていたことが分かる。一方、衰弱事例T1217は、日本のはるか南海上で台風の最盛期を迎えた後、中緯度域に進入してくる頃にはすでに、衰弱期へと移行していることが分かる。 p_s は935hPa(9月29日9時(UTC))、 p_n は950hPa(9月30日0時(UTC))である。つまり、この期間に $\Delta p_c = 15\text{hPa}$ となり、T1217は日本周辺海域の中緯度帯で衰弱した台風となる。このように、T1115とT1217では、そもそも台風のライフサイクルの観点から、異なった段階で中緯度域に進入している。一方で台風経路図からは、両台風は特に、沖縄近海からの北上の経路が良く似ている。

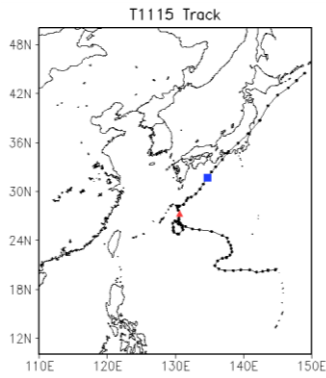


Fig.10 Track, p_s location (red) and p_n location (blue) of Roke (T1115).

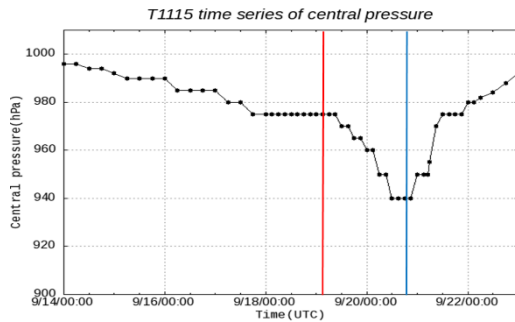


Fig.11 Central pressure change of Roke (T1115). Red vertical line shows time of p_s , 9/19 03UTC, and blue the time of p_n , 9/20 18UTC.

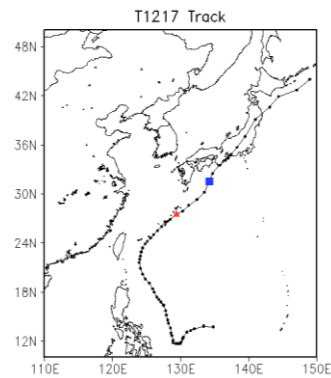


Fig.12 Same as Fig.10 but for Jelawat (T1217).

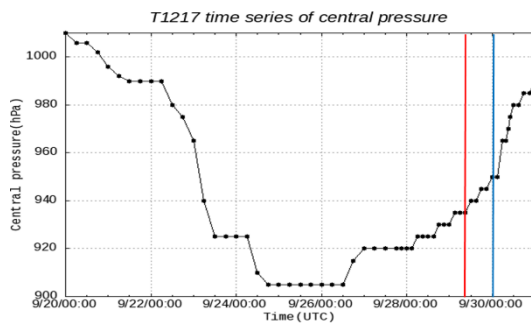


Fig.13 Same as Fig.11 but for Jelawat (T1217), where red (9/29 09UTC) and blue (9/30 00UTC).

4.2 SST の比較

台風のエネルギー源は、海面からの潜熱・顕熱供給であり、SST はこれらの熱輸送と関係が深い。そこで、台風域内の SST を調べた。台風域は、台風の中心から半径 100km 以内とした。この範囲の決定には、Miyamoto and Takemi (2010) において、非静力学軸対称モデルを用いた熱帯低気圧の数値実験から、半径 100km 以内のエンタルピーフラックスの領域平均値と最大風速との相関が最も良いという結果が得られていることに基づいている。Fig.14 は、T1115・T1217 それぞれの、台風域平均 SST と中心気圧の時間変化図であり、台風が南限緯度を通過する日時のおおよそ 2 日前から示している。水色の実線が SST、黒の実線が中心気圧を表している。なお、台風が陸地に近づき、中心から半径 100km 以内に陸地が含まれ

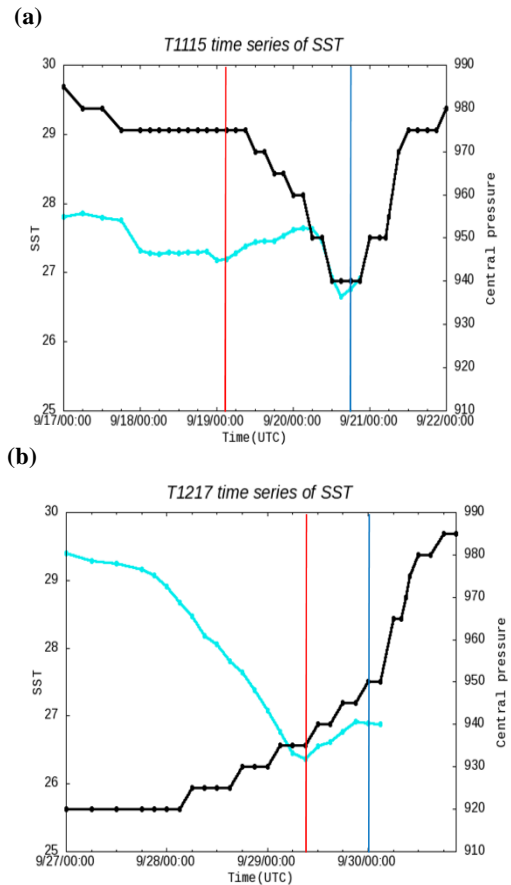


Fig.14 Time series of SST (blue) averaged within a circle of 100km radius from the TC center and central pressure (black), (a) for Roke and (b) for Jelawat. The red and blue lines are the same as Fig.11 and 13.

た段階で SST の計算を終了した。

Fig.14 より、発達事例 T1115 と衰弱事例 T1217 を比べると、設定した南限緯度と北限緯度の間に台風が存在している時間帯（図中の赤線～青線の時間帯）の SST は、T1115 では概ね 27°C 以上でその値が推移しているのに対して、T1217 では 27°C 以下で、T1115 の方が SST は高く、より台風の発達には好ましい状況であったといえる。Fig.15 は、T1115 と T1217 の経路とそれぞれ 27°N に進入した日の SST 分布図である。T1115 では、9 月 19 日 12UTC 直後の経路は黒潮海域に対応し、周囲よりも SST が高い海域を北上している。この北上の期間は Fig.14 においても緩やかな SST の上昇傾向が見られる。一方で T1217 は Fig.15 より、奄美大島付近に存在する SST が 26°C より低い

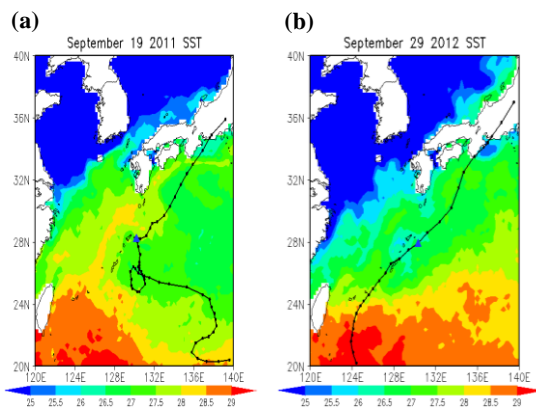


Fig.15 SST distributions for T1115 on September 19 (a) and for T1217 on September 29 (b) with TC track. The blue triangle on the track show the position of the TC at 12UTC of the day of SST distribution.

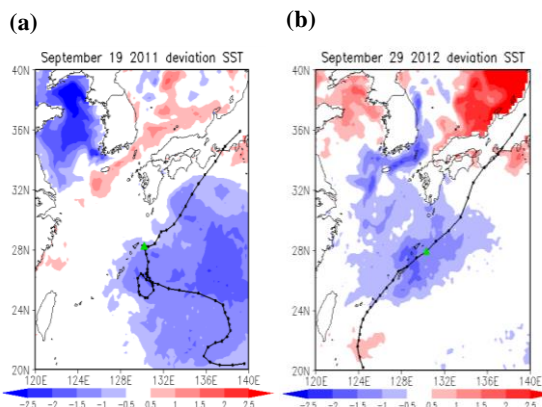


Fig.16 Same as Fig.15 but for the deviation from 21-years average from 1993 to 2013. The green triangle shows the central location of typhoon on the day.

海域を通過している。

次に、SST の気候値と比較する。Fig.16 に、2011 年 9 月 19 日の SST から 1993~2013 年の 9 月 19 日の 21 年平均 SST 値を差し引いた分布 (T1115 の SST 偏差) と、2012 年 9 月 29 日の SST から 1993~2013 年の 9 月 29 日の 21 年平均 SST 値を差し引いた分布 (T1217 の SST 偏差) を比較している。青の陰影は、21 年平均値 (以後、便宜上平年値とする) よりも、台風が南限緯度と北限緯度の間を北上した日の SST の方が低いことを表しており、赤の陰影はその逆である。Fig.16 からは、T1115・T1217 両事例とも台風経路に沿って、SST は平年よりも低い傾向であることが分かる。設定した南限緯度と北限緯度の間の台風経路においては、所々 1°C 以上平年よりも SST が低い海域も見られる。このように発達事例 T1115 においても、平年値と比べると SST の値は高いところかむしろ低い結果となった。つまり、SST の環境場のみでは、特に台風が急発達を起ししやすい状況ではないということが言える。実際に Fig.14 からも、T1115 の SST の変化は、設定した南限緯度と北限緯度の間で上昇傾向ではあるものの、発達前の SST の値と比べると、その上昇量は僅かであることから、SST のみではなく他の要因との関連も示唆される。

4.3 D26 と TCHP の比較

台風に伴う強風は、鉛直混合や、エクマンポンピングで下層の冷たい海水を海面まで上昇させることで SST を低下させる。よって、自身の発達を抑制させる負のフィードバック効果を持つ。それゆえに、台風の発達・衰弱を議論するにあたり、上層海洋熱構造を把握しておくことは重要である。本節では、D26 と TCHP の解析結果について記す。

Fig.17 は、T1115・T1217 それぞれの中心気圧、台風中心から半径 100km 以内で領域平均した、D26・TCHP の時間変化図である。緑の実線が D26、赤の実線が TCHP、黒の実線が中心気圧を表している。発達事例 T1115 では、台風の急発達開始と D26・TCHP の値の上昇の対応関係が良い。また、図に示した期間を通して、台風の急発達時に D26・TCHP の値が最大となっている。一方、衰弱事例 T1217 では、台風が 27°N に到達する以前から、D26・TCHP の値が減少傾向に転じており、それに対応して中心気圧も上昇している。南限緯度と北限緯度の間では、特に TCHP は 10 kJcm⁻²以下の値で推移しており、T1115 と比べて、その値は約 20~30kJcm⁻²低い状況である

Fig.18, Fig.20 は、T1115 と T1217 の台風経路とそれぞれ 27°N に進入した日の D26, TCHP の分布図である。また Fig.19, Fig.21 は、D26, TCHP について、

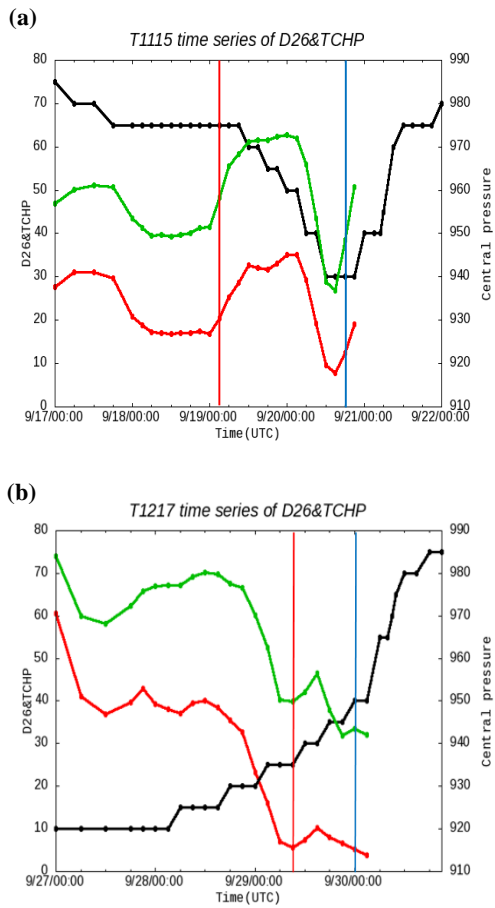


Fig.17 Time series of area averaged D26 (green) and TCHP (red) for T1115 (a) and T1217 (b). The central pressure is included in each figure for reference and the red and blue vertical lines are the same as Fig. 11 and 13.

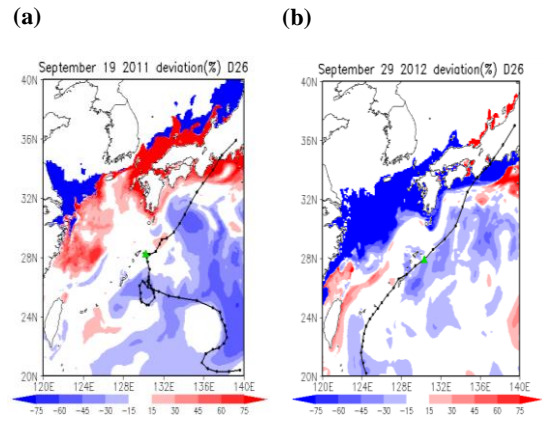


Fig.19 Same as Fig.18 but for the deviation (%) from 21 years average.

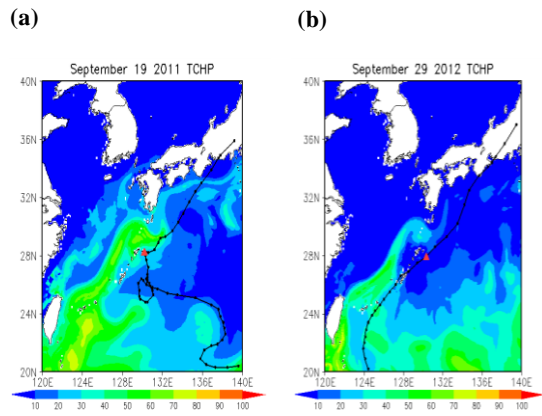


Fig.20 The TCHP distribution. Legends are the same as the former figures.

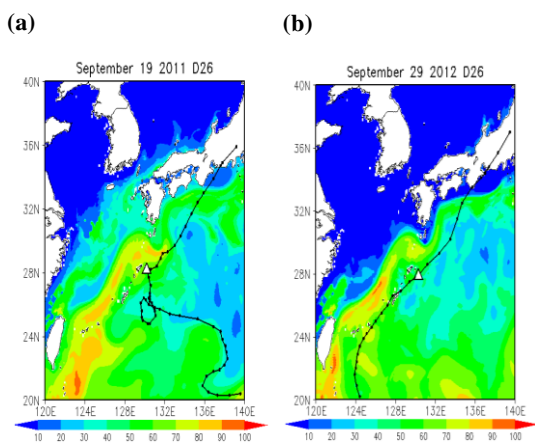


Fig.18 D26 distribution with typhoon tracks. The mark on the track is the same as the former figures.

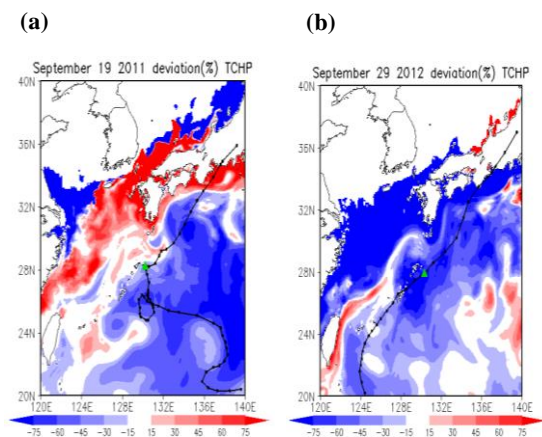


Fig.21 TCHP deviation in percentage.

実際に台風が 27°N に進入した日時と、その日における 1993～2013 年の日平均値との偏差を % 値で示した。発達事例 T1115 では、Fig.18, Fig.20 で見られるように、台風が急発達を始めた時間帯に D26・TCHP が高い黒潮域を通過しており、Fig.17 の南限緯度と北限緯度の間の D26・TCHP の上昇と対応している。平年値との関係を見ると、特に TCHP では、T1115 の経路に沿って、負偏差となっていることから、26°C 以上の暖水層の厚さは平年よりも薄い傾向であったと言える。しかし、T1115 が急発達を開始した黒潮域においては TCHP・D26 いずれにおいても、正偏差を示している。つまり T1115 は、周囲よりも TCHP・D26 が高い黒潮域を通過し、なおかつその海域の TCHP・D26 が正偏差であったことから、26°C 以上の暖水層が厚かったことが、台風の発達には好ましい環境場であったと考えられる。一方で、衰弱事例 T1217 では 27°N 以北に進入して以降、特に周囲よりも TCHP・D26 が高い海域を通過してはいない。平年値との関係を見ても、27°N 以北の T1217 の経路上の海域は TCHP・D26 いずれも負偏差を示しており、暖水層の厚さが平年よりも薄く、台風の発達には適さない状況であったと考えられる。

4.4 潜熱・顕熱フラックスの比較

台風は、海面から蒸発した水蒸気が、大気中で凝結する際に放出される潜熱をエネルギー源として発達を遂げる。この節では、海面から供給される潜熱・顕熱フラックスの解析結果について述べる。

Fig.22 は、T1115・T1217 それぞれの台風中心から半径 100km 以内の、潜熱+顕熱フラックスの領域平均と Best Track Data の最大風速、時間変化図である。橙色の実線が、潜熱+顕熱フラックス、紫の実線が最大風速を表している。発達事例 T1115 に関しては、南限緯度と北限緯度の間において、潜熱+顕熱フラックスの値が上昇傾向にあることが分かる。つまり、海洋から大気への熱輸送が多くなっていると解釈でき、最大風速の値も増大していることから、潜熱+顕熱フラックスの上昇が台風の発達に寄与していると考えられる。

一方、衰弱事例 T1217 では、台風が 27°N に到達する少し前の時間帯から（9 月 28 日 15UTC）、潜熱+顕熱フラックスの値は減少傾向へと変化している。ここで Fig.14, Fig.17 を見ると、9 月 28 日 15UTC で SST はすでに時間とともに減少傾向の時間帯となっており、D26・TCHP に関してもその値が減少傾向の時間帯に対応している。つまり、これらの海洋熱特性に関する指標が、次第に台風の発達には不都合な状況へ移行することで、潜熱+顕熱フラックスの値も減

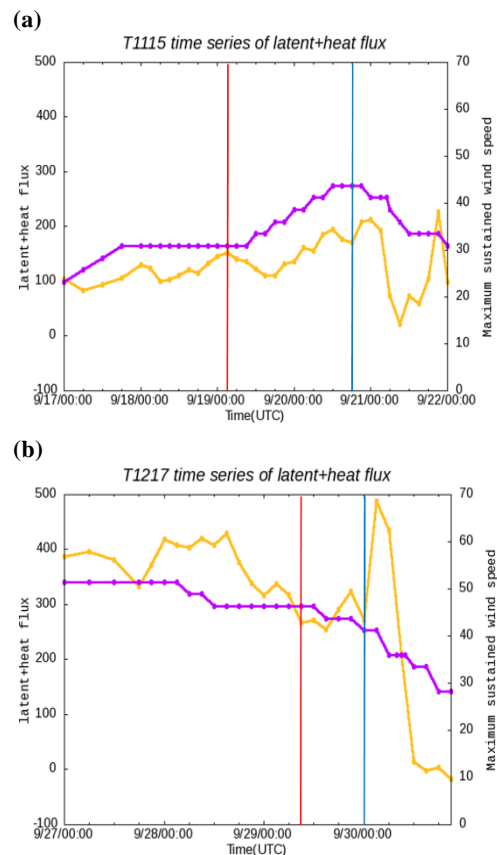


Fig.22 Time series of sensible heat flux + latent heat flux (orange) averaged within a circle of 100km radius from the TC center and maximum sustained wind speed (purple) for T1115 (a) and T1217 (b). The red and blue lines are the same as Fig.11 and 13.

少することが考えられる。そしてその影響が南限緯度と北限緯度の間の、最大風速の減少に影響を与えている可能性も考えられる。

4.5 鉛直シアーと対流圏上層水平発散の比較

次に、大気側に起因する台風発達の抑制因子である鉛直シアーと、同じく促進因子と考えられる対流圏上層の水平発散の状況を記述しておく。

Fig.23 は、T1115・T1217 それぞれの、200 - 850hPa 鉛直シアー、200hPa 水平発散の領域平均と中心気圧の時間変化図を示す。青の実線が鉛直シアー、緑の実線が水平発散、黒の実線が中心気圧を表している。鉛直シアーと水平発散の領域平均の範囲は、北畠 (2012) に基づき、台風の中心から半径 500km 以内とした。また、本研究で設定した対象領域が日本域であることから、気象庁メソ客観解析を使用して解析を行った。これに対応して本節に示す解析は台風が気象庁メソ客観解析の範囲内に進入し、台風中心から半径 500km 以内の諸要素の領域平均値を計算できる時間

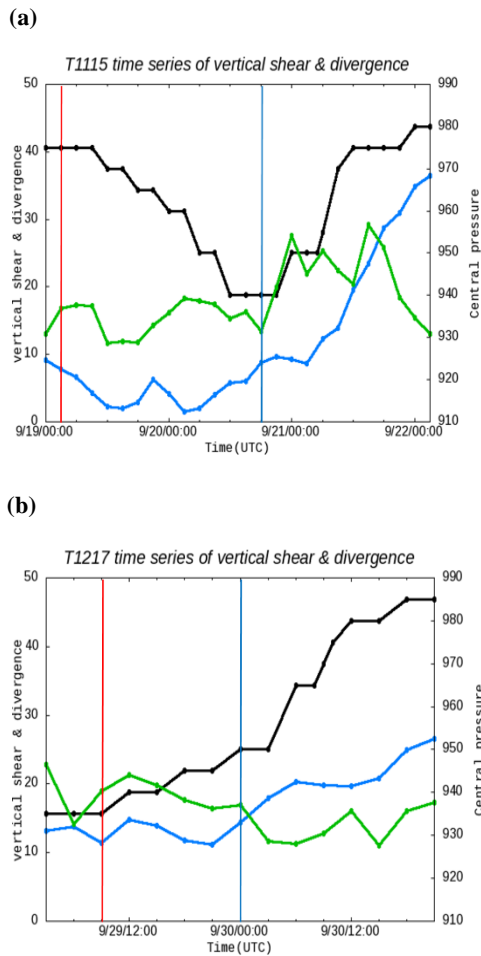


Fig.23 Time series of vertical shear (blue), horizontal divergence ($10^{-6}s^{-1}$) (green) averaged within a circle of 500km radius from the TC center and central pressure (black) for T1115 (a) and T1217 (b). The red and blue lines are the same as Fig.11 and 13.

帯を対象とする。

鉛直シアアの領域平均値の算出には、ZHAO et al. (2005) の方法を利用した。これは、熱帯低気圧を中心にした $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ の範囲内を対象に、上層・下層の、東西風・南北風の平均を計算した後、この平均風から鉛直シアアを計算する。ZHAO et al. (2005) は、平均範囲を中心から 10° 以内としたが、本研究では台風を中心から半径 500km 以内とした。

鉛直シアアが $10ms^{-1}$ 程度まで大きくなると、熱帯低気圧はその構造を維持していくことが困難になると言われている (Paterson et al., 2005) が、Fig.23 より、発達事例 T1115 では、発達期間中の鉛直シアアの値は、 $10ms^{-1}$ よりもかなり低い値で推移していることが分かる。このことは、台風がその構造を維持しやすい環境場であったことを示している。対流

圏上層の水平発散は、南限緯度と北限緯度の間における期間では、特に特徴的な変化は見られていない。一方、衰弱事例 T1217 は、南限緯度と北限緯度の間に台風が存在した期間、鉛直シアアの値は $10ms^{-1}$ 以上となっており、台風が勢力を維持することが困難な環境場であったことが分かる。対流圏上層の水平発散においても、T1217 は減少傾向にあることから、台風内部の上昇流が弱まりつつあることも推定できる。このように鉛直シアア、水平発散においても T1115 の方が、T1217 よりも発達に有利な状況が整っていたことが理解できる。

5. 考察

第 4 章では、発達事例 T1115 と衰弱事例 T1217 について諸要素の比較を行い、その相違点を中心に示してきた。本章では、第 4 章で得られた結果を踏まえながら、T1115 の発達・さらには T1217 の衰弱の要因について議論する。

5.1 上層海洋熱構造から見た台風の発達・衰弱の要因

4.2, 4.3 節より発達事例 T1115 と、衰弱事例 T1217 での海洋熱特性として最も異なっていた点は、南限緯度と北限緯度の間での、それぞれの台風経路上での TCHP・D26 の分布であった。T1115 は、TCHP・D26 が周囲よりも高い海域を通過するタイミングで、中心気圧の低下が見られていた。一方で、T1217 はその台風経路上に、特に TCHP・D26 が高い海域は見られなかった。TCHP・D26 の分布が台風の発達の議論に重要となる背景には、台風自身が引き起こす強風に伴う SST の低下と、これらの指標との関連が深いからである。つまり、TCHP・D26 の値が高いといった、暖水層が厚い海域では、台風による SST 低下の効果が小さくなる一方、暖水層が薄い海域では、海面下の冷たい海水が台風の強風に伴う攪拌作用やエクマン湧昇により表層に取りこまれることで SST の低下につながり、台風の発達を抑制させることにつながる。このような背景から、まず台風通過に伴う SST 低下が T1115・T1217 それぞれで、どの程度生じていたのかを確認する。

Fig.24 は、T1115・T1217 の台風通過後と通過前の SST の差を表している。台風通過後の日にちを、北限緯度に台風が達した日にちと定義する一方、台風通過前は台風が $27^{\circ}N$ に達した日にちの前日として定義した。発達事例 T1115 について見てみると、TCHP・D26 が高かった黒潮域においては、台風通過後と通過前でほとんど SST の値に変化がなかったことを示

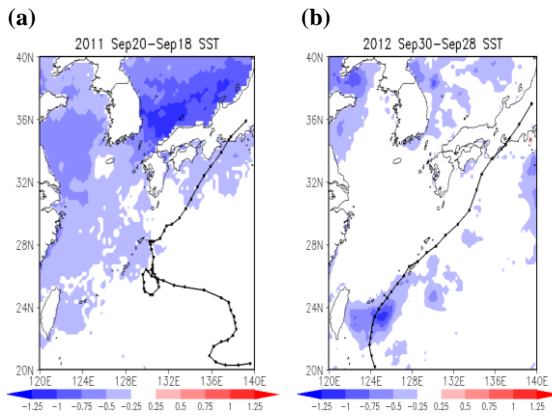


Fig.24 The result which subtracted SST before passage of typhoon from SST after passage of typhoon for T1115 (a) and T1217 (b).

している。このことは、暖水層が厚い海域であり、台風通過に伴う SST の低下が抑制されたためと考えられる。SST の低下の影響をほぼ受けなかったため T1115 はこの海域間で、台風の発達に好ましい環境場であったと説明することができる。一方、衰弱事例 T1217 に関しては、台風の進行方向右手側での SST 低下が見られているものの、T1115 と比べても SST 低下量は大きくないことが分かる。つまり、TCHP・D26 の値が台風経路付近で小さかった T1217 においても、台風通過による SST 低下は大きくなかったことが分かる。ここで、台風に伴う海洋の応答には、台風の移動速度を考慮することも重要となってくることから、T1115・T1217 の南限緯度～北限緯度間の平均移動速度との関係についても見ていく。発達事例 T1115 では、Fig.10 より 27°N 通過後の黒潮域で、Best Track Data（日本近海では 3 時間間隔）のデータ間隔が短く、また北限緯度付近では相対的に長い。具体的には、黒潮域を通過する、9 月 19 日 03UTC～9 月 20 日 03UTC の平均移動速度は 3.8ms^{-1} 、日本に接近した 9 月 20 日 03UTC～9 月 20 日 18UTC（期間後半）の平均移動速度は 7.5ms^{-1} と見積もられた。期間後半では、D26・TCHP が平年と比べても低い海域であったが、移動速度を速めて通過したことが、この期間において、台風の勢力が発達・維持できた理由の 1 つであろう。衰弱事例 T1217 では、南限緯度～北限緯度間の平均移動速度は 12.3ms^{-1} と、T1115 に比べると速かった。T1217 による、台風通過による SST 低下が小さかった背景には、南限緯度と北限緯度の間を移動速度が速い状態で台風が北上したことが、原因として考えられる。これらのことから、T1217 の衰弱の要因として D26・TCHP の値が T1115、さらには平年値と比べて低い傾向であったことは、さほど重要で

はないことが考えられる。ただ SST を含めた海洋の熱力学的特徴を見ると、T1217 では 4.2 節で示したように、台風の発達に特別、好都合な状況ではないことには変わらない。

4.4 節の潜熱・顕熱フラックスの比較では、発達事例 T1115 において潜熱+顕熱フラックス及び、最大風速の値が南限緯度と北限緯度の間で時間とともに増大しているという結果が示された。この結果は、Charney and Eliassen (1964) で示される CISK, Emanuel (1986) で示される WISHE のような、正のフィードバックメカニズムが働いて台風が発達する状況にあったことを示している。逆に衰弱事例 T1217 では、台風が南限緯度に到達する少し前の時間帯からの、潜熱+顕熱フラックスの値の減少が、D26・TCHP の値が減少傾向の時間帯とも対応していること、さらに SST はすでにその時間帯では減少傾向であったことから、海洋の熱特性変化による、大気への熱輸送の減少により、衰弱過程に移行していたと考えられる。

5.2 大気場から見た台風の発達・衰弱の要因

4.5 節より、発達事例 T1115 と衰弱事例 T1217 との間では、200-850hPa 鉛直シアの値に大きな違いが見られた。この節では、大気場から見た T1115 と T1217 の相違点について考察する。

Fig.25 は、台風接近時の 200hPa ジオポテンシャル高度・200hPa 水平風速ベクトルと台風経路図である。なお台風接近時のデータは T1115・T1217 において、それぞれ 9 月 19 日 00UTC、9 月 29 日 06UTC のデータを表示している。鉛直シアが小さかった発達事例 T1115 では、日本列島付近で偏西風帯に伴う強い西風が吹いていることが確認できるが、台風の中心位置からは距離が離れており、その影響は小さいことが考えられる。一方で、衰弱事例 T1217 は、台風が南限緯度に進入し始める段階で、すでに台風の中心位置が偏西風帯の南縁に進入し始めていることが分かる。つまり、台風の中心位置と偏西風帯までの距離が T1115 よりも近かった T1217 では、鉛直シアの値が大きくなり、台風の衰弱に影響が及んでいたものと考えられる。また、5.1 節で示したように、T1115 に比べて T1217 の移動速度が速かった理由に関しても、T1217 では偏西風帯に進入しながら、北上したことが原因として考えられる。

また、T1115・T1217 両台風の構造を把握するために、それぞれの台風について、中緯度域進入時の 3 つの CPS のパラメータを計算した。T1115 に関しては、すべてのパラメータにおいて、典型的な熱帯低気圧の構造を示す結果となった。一方で T1217 は、低気圧の対称性を示す指標 B が $B > 10$ となった。Evans

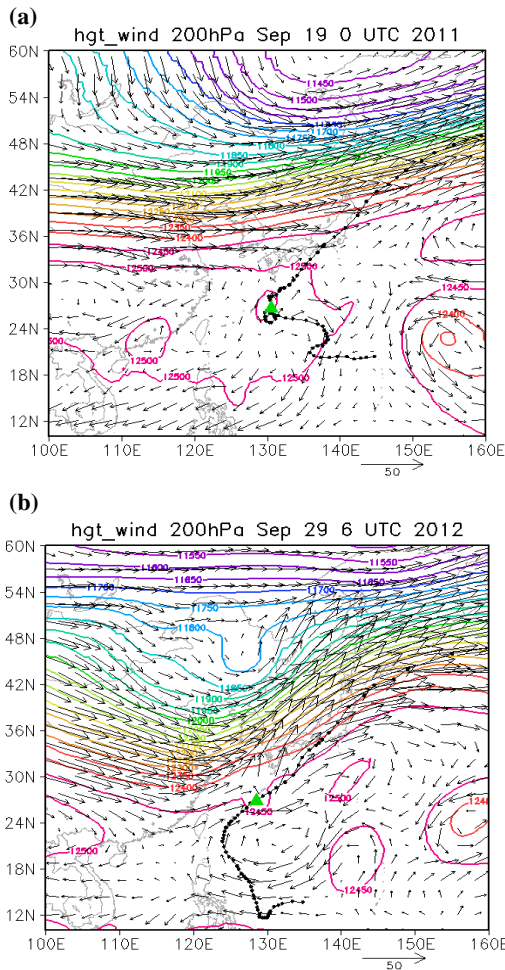


Fig.25 200hPa geopotential height (contour) and 200hPa horizontal wind speed vector (vector) of day which typhoon approached southern bounds. The green triangle shows the central location of typhoon on the analysis time for (a) T1115 (9/19 00UTC) and (b) T1217 (9/29 06UTC) .

and Hart (2003) より B の値が 10 を超えた時に温低化開始と定義されていることから、T1217 は南限緯度に進入する段階で、すでに温低化を開始始めていたことになる。これらのことから、T1115 と T1217 では Best Track Data 上では、同じ台風という分類で北上したこととなっているが、実際には両台風では、大気場の環境の違いから、異なる構造で南限緯度と北限緯度の間を北上していたということが言える。

よって、大気場においても T1115 の方が台風の発達に好都合な状況であることが分かる。5.1 節で示したように、T1217 では移動速度も速く、台風通過による SST 低下の効果が特別にはっきりと表れているという訳ではなかった。したがって、T1217 が偏西風帯に進入し鉛直シアアの値が大きくなり、台風の構造を維持していくことが困難な状況へ働いたことが、T1217 の衰弱要因の一因と考えられるであろう。

6. 結論

本研究では、日本付近に接近し北上した台風に関して、日本の南海上の中緯度帯での台風の発達・衰弱の傾向について調査した。さらに、顕著な発達・衰弱を見せながら北上した T1115 と T1217 の事例解析を実施し、中緯度域で発達する台風の特徴について調べた。

1979~2013 年に日本付近に接近し北上した台風・熱帯低気圧事例は全 203 事例であった。27°N を横切って北上したときの中心気圧と日本列島南岸に達したときの中心気圧を比較したところ、7.5hPa 以上発達した台風・熱帯低気圧が 23 事例 (約 11%)、7.5hPa より大きく衰弱した台風・熱帯低気圧が 66 事例 (約 33%) であった。これらの発達・衰弱事例に対して、発達事例が集中していた 7~9 月に関して、中心気圧の変化の傾向について発達事例と衰弱事例の特徴についても調べた。発達事例では、27°N を北上する段階では、衰弱事例に比べて中心気圧が高い傾向であるが、北限緯度に達する頃には両者の中心気圧はおおよそ同じ値で分布することが分かった。また、発達事例の中心気圧の分布の特徴として、南限緯度での中心気圧の最小値が 960hPa という結果が得られたことから、1979~2013 年の期間において、27°N を北上する段階で 960hPa より中心気圧が低い台風・熱帯低気圧は、これ以降 7.5hPa 以上発達していないと言える。また、南限緯度を北上する段階では、中心気圧が 980hPa 以上の頻度が多くなっていた。このことは、日本列島に近づくとともに発達する台風は、27°N を北上する段階ではそれほど強く発達していないことを示している。

次に、発達事例 T1115 と衰弱事例 T1217 について、大気場と海洋熱特性の比較を実施した。SST・D26・TCHP の海洋の各指標は、それぞれ 27°N~日本列島南岸の領域内で T1115 の方が高い傾向であった。特に T1115 では、平年と比べて D26・TCHP が正偏差となっていた黒潮域の暖水層の厚い海域を通過する際に、中心気圧の低下が生じており、この海域での台風通過に伴う SST 低下量も小さかったことが、台風の発達に好都合な状況であったと考察された。潜熱+顕熱フラックスは、T1115 では、その値が 27°N~日本列島南岸の領域内で上昇傾向であり、最大風速値の上昇も見られた一方、T1217 は、台風の中心が南限緯度を通過する少し前の時間から、潜熱+顕熱フラックスの値が減少傾向にあり、その影響が 27°N~日本列島南岸の領域内の最大風速値の減少に影響を与えている可能性も考えられる。台風周囲の水平風の 200-850hPa 鉛直シアア、200hPa 水平発散との関係を

調べた結果では、特に鉛直シアアの値に違いが見られた。鉛直シアアが 10ms^{-1} 程度まで大きくなると、熱帯低気圧はその構造を維持していくことが困難になるとされているが、T1115 は 10ms^{-1} よりも低い値で推移していたのに対して、T1217 では 10ms^{-1} 以上の値であった。この鉛直シアアの違いが生じた要因は、T1115・T1217 接近時の台風中心と偏西風帯との距離の違いであると考察された。T1115 では、台風中心と偏西風帯との距離が T1217 に比べて離れている一方、T1217 は 27°N を北上する段階で、すでに偏西風帯の南縁に進入していた。さらに、CPS により低気圧の構造を比較したところ、T1115 は典型的な熱帯低気圧の構造で北限緯度まで北上していたが、T1217 では 27°N を北上する段階で、すでに CPS 上で温低化を開始していたことから、両台風は異なる構造で 27°N ～日本列島南岸の領域内を北上していた。

このように、解析した各物理量において、総じて T1115 の方が台風の発達に好ましい環境場であったことが分かった。しかしながら、今回の 2 事例を比較した解析においては、海洋・大気どちらの影響が主に台風の発達・衰弱に寄与していたかということまでは分からない。海洋・大気の状態のどちらかが類似していて、他方が異なるような事例を探して比較する研究が、今後必要となる。

参考文献

- 北畠尚子 (2012) : 台風 1115 号の急発達前の変化と大気環境場の影響, 大会講演予稿集 102, 社団法人日本気象学会, 398pp
- Charney, J., and A.Eliassen. (1964) : On the growth of the hurricane depression. *J.Atomos. Sci.*,21, pp.68-75.
- Emanuel, K.A. (1986) : An air-sea interaction theory for tropical cyclones. PartI : Steady-state maintenance. *J.Atmos. Sci.*,43, pp.585-604.
- 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 pp.909-925.
- Hart,R.E. (2003) : A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry, *Mon. Wea. Rev.*, 131, pp.585-616.
- Leipper, D.F. and D. Volgenau. (1972) : Hurricane heat potential of the gulf of Mexico, *Journal of physical oceanography*, Vol2, pp.218-224.
- Lin, I.-I.,C.-C. Wu, I.-F. Pun, and D.-S. Ko. (2008) : Upper-Ocean Thermal Structure and the Western North Pacific Category 5 Typhoons. PartI : Ocean Features and the Category 5 Typhoon's Intensification, *Monthly Weather Review*.136, pp. 3288-3306.
- Miyamoto,Y., and T. Takemi, (2010) : An effective radius of the sea surface enthalpy flux for the maintenance of a tropical cyclone. *Atmospheric Science Letters.*, 11, pp.278-282.
- Miyazawa, Y., Zhang , R., Guo, X., Tamura, H., Ambe, D., Lee, J.-S., Okuno, A., Yoshinari, H., Setou, T. and Komatsu, K. (2009): Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis, *J.Oceanogr*.65, pp.737-756.
- Paterson,L.A., Hanstrum,B.N., Davidson,N.E. and Weber,H.C. (2005): Influence of environmental vertical wind shear on the intensity of hurricane-strength tropical cyclones in the Australian region, *Monthly Weather Review*.133, pp. 3644-3660.
- ZHAO Bin, DUAN Yihong, YU Hui, and DU Bingyu. (2005) : A statistical analysis on the effect of vertical wind shear on tropical cyclone development, *Acta Meteorologica Sinica*. Vol.20, pp.383-388.

(論文受理日 : 2015 年 6 月 11 日)