

台風T8013号 (ORCHID) の 発生期の流れの場について

光田 寧・邊田有理江

AN OBSERVATIONAL ANALYSIS FOR THE LOWER AND UPPER WIND FIELDS DURING THE FORMATION OF TYPHOON ORCHID 1980.

By *Yasushi MITSUTA* and *Yurie HETA*

Synopsis

The upper and lower tropospheric wind fields during the formation of Typhoon 8013 (ORCHID) are analyzed. The GMS satellite wind data and sonde wind data are used to make the interpolated wind vectors at the grid points. To analyze the lower-wind fields, MASCON model is used to adjust the interpolated wind fields.

The lower-level cross-equatorial southern flows seems to be important for the formation of the typhoon.

1. はじめに

台風の起源については、過去の事例解析から、いくつかのものが指摘されているが、主として、次の3つ¹⁾が考えられている。

- 1) 偏東風波動内の渦
- 2) 熱帯収束帯 (ITCZ) に関連する擾乱
- 3) 上層の寒冷核型低気圧性循環

熱帯収束帯の北側の偏東風域には、偏東風波動とよばれる波長 1500~3000 km, 周期 3~4 月の西進波が卓越している²⁾が、1)はこの波動内で擾乱が生じ、台風が発生する場合であり、Riehl 以来、Yanai³⁾をはじめ多くの解析例がある。

2)は熱帯収束帯内のクラウドクラスターが台風として発達していく場合¹⁾である。また、ITCZ 内の水平風速シアの重要性を示す Agee⁴⁾ の ITCZ 波動擾乱からの台風の発達という考えもある。

3)は熱帯域内に発生する対流圏上層の寒冷核型低気圧性循環の近くの擾乱が台風に発達したり、あるいは、その下層に新たに擾乱ができ、それが台風に発達するというものである。⁵⁾

いずれにしても、台風の発生発達する領域には、観測点が少ないため、各々の場合についての解析例はわずかしかない。今回は、台風T8013号の発生期の事例解析を、衛星から雲を追跡することによって得られる衛星風ベクトルと、ゾンデ等の観測データをもとにおこなった。

2. 台風T8013号の一生の概要

台風T8013号は1980年9月4日00Z (09JST) に弱い熱帯低気圧 (Tropical Depression 以下 TD と略

記する。)として、はじめて天気図上に現れる。衛星写真では、この台風に直接関係すると思われる小さなクラウドクラスターを9月3日22Zにはじめてみる事ができる。衛星資料から見たこの台風の特徴については、柿本・光田の論文⁶⁾に詳しく述べられている。台風はその後ゆっくりと発達しながら北、北西に進み、7日00Zには台風 (Tropical Storm) に、9日12Zには Typhoon intensity に達する。10日22:50Zには九州大隅半島へ上陸し、その後衰弱し9月16日16Zには消滅した。Fig. 1 にこの台風の経路図を、Fig. 2 に中心気圧変化図を示す。

以上が台風T8013号の概略であるが、この台風の南西に、6日00Zにもう1つの TD があらわれる。この TD は北西に進み、7日00Zには中心気圧 998 mb ともっとも発達するが、その24時間後にはみとめられなくなる。(以下、区別のため台風T8013号となった TD を **TD1**、この TD を **TD2** とよぶ。)

また、東経114度、北緯13度付近にも4日00Zに別の TD が現れる。しかしこの TD も台風まで発達す

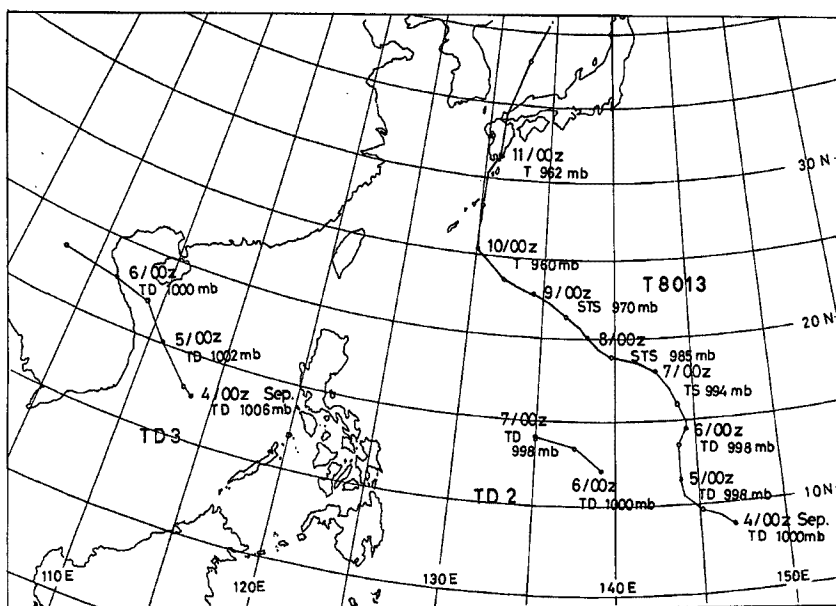


Fig. 1. Tracks of Typhoon 8013 (ORCHID) and other two tropical depressions. (●-00Z, ○-12Z)

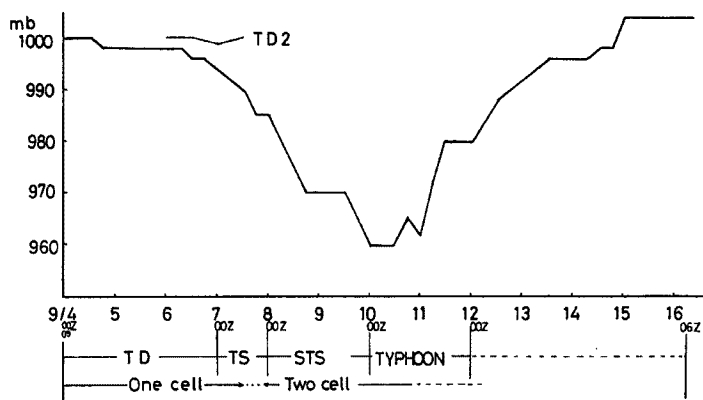


Fig. 2. Temporal variation of central pressure of Typhoon 8013.

ることなく7日には衰弱する。(以下この TD を **TD3** とする)

3. 解析データ及び方法

前章で述べたような、台風の発生期について調べるために、9月1日00GMT~9月10日12 GMT までの12時間おきの20ケースについて、流れの場の解析をおこなった。

衛星風ベクトルは、衛星から網雲や積雲の位置を追跡することによって得られるが、熱帯域ではそれぞれ200 mb, 850 mb の風の場をもっとも代表することが知られている。そこで、対流圏上層と下層の場の代表という意味で、200 mb と 850 mb の流れの場の解析を行った。衛星風ベクトルのほかに、高層気象観測データの200 mb と 850 mb の風も解析に用いた。

解析の範囲は台風の発生域を中心に、南緯20度から北緯30度、東経90度から西経170度を対象とした。とくに赤道域にデータが少ないことや、南半球も含めた流れの場を見るため、比較的広い範囲の解析を行った。

Fig. 3 に示すように、風のデータはまばらにしかないので、これらのデータをもとに、経緯度1度の格子点での速度ベクトルを、次に示す Dickerson の内挿式⁷⁾を用いて計算した。

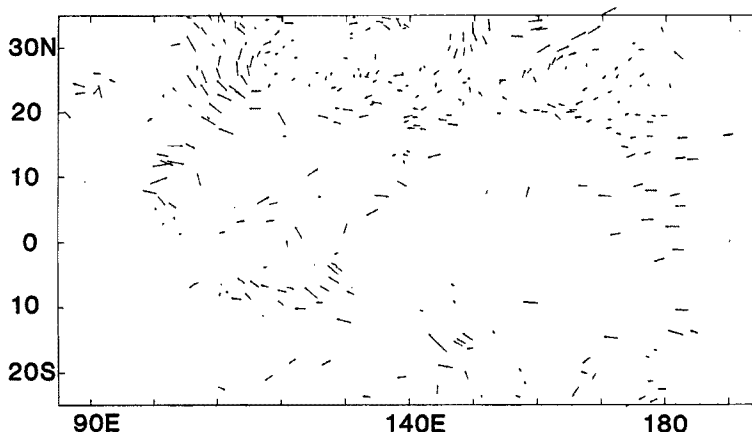


Fig. 3. Observed lower-level winds at 00Z 3 September 1980. There are 323 wind vectors in this chart. 168 of them are lower-level cloud motion winds and others are sonde winds at 850 mb.

$$A = \frac{\sum_{i=1}^N \alpha_i \exp(-\beta r_i^2)}{\sum_{i=1}^N \exp(-\beta r_i^2)} \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 A ：内挿された風速の東西、または南北成分、 α_i ：格子点に i 番目に近い観測点の風速の東西、または南北成分、 r_i ：格子点から観測点までの距離、 N ：内挿に使用する観測点数、 β ：計算格子の幅や観測点の分布等に依存して決定される重みの係数である。

経緯度1度の格子点での値を計算する際、格子の幅は $4x=4y=110$ km と一定として計算した。こうすることで中緯度の結果については多少の誤差が入ってくるものと思われる。計算格子の数は 100×50 である。この内挿に用いる観測点は南緯25度から北緯35度、東経85度から西経165度の範囲に限った。この範囲のデータ数の平均は、245個である。

(1)式における係数 N と β はあらかじめ設定しなければならない。特に β は気流分布の平滑化に大きな影響を与える。いくつかの値について検討した結果、これらの係数を次のように設定した。

$$N = 5 \quad \beta = 10^{-12}$$

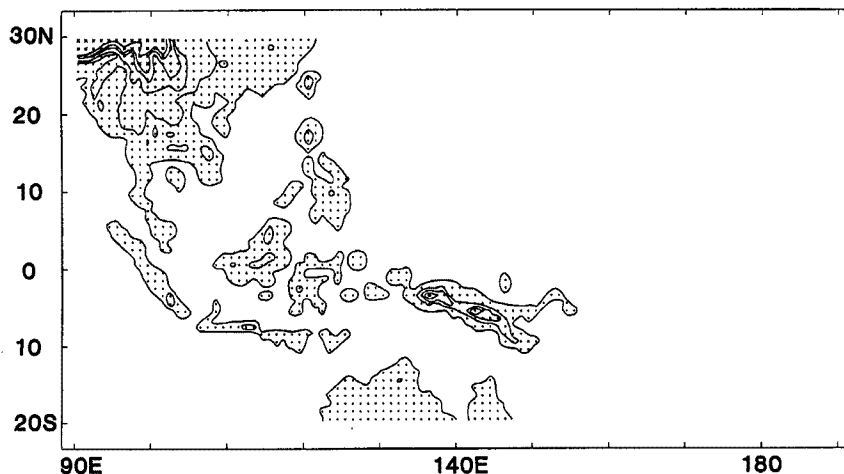


Fig. 4. Surface topography (used for this study). Contour intervals are 500m. (●0-1000m, +1000-2000 m, ×2000-3000 m)

こうして格子点速度ベクトルを計算したが、特に下層(850 mb)の場合については、現象が複雑で、内挿のみではうまくいかないで、Sasaki⁹⁾の変分最小二乗法を Dickerson が応用した気流計算モデルである2次元の MASCON モデル⁷⁾⁹⁾を用いて質量保存則を使った補正を加え、データの不足等による不確かさを補った。この際、格子点中央の地形のデータが必要となるが、地形図より緯経度0.5度ごとの地形の高さを読みとり、格子点中央の値とその東西南北の4点の値との平均値として高さを与えた。このようにして求めた地形のようすを Fig. 4 に示す。解析範囲の北西の端は、ヒマラヤ山脈にかかり、高い山脈がづらなっているが、このあたりは直接台風の発生域には影響しないと考えられるため、複雑さをさけるために、3000 m を越える点は、すべて 3000 m としてしまい、内部境界は考えなかった。MASCON モデルでは、ある高さに逆転層があり、そこから地表までの大気層で質量が保存されるとして計算を行うが、その高さは、地形よりやや高い 3100 m を設定した。850 mb はほぼ 1500 m にあたるが、地表から 3100 m の層は風速一定で、一様であるとして計算した。

MASCON モデルにおいては、さらに、観測誤差や気象条件に関する重み係数 α_1 , α_2 を設定しなければならない。 α_1 は水平方向、 α_2 は鉛直方向における観測値と推算値の二乗誤差の重みを表わす。この比によって計算結果は大きく変化するが、今回は簡単な地形を入れて α_1 , α_2 を変える実験等を行い、 $\alpha_1=0.01$, $\alpha_2=1$ とした。

このようにして得られた上下層の格子点速度ベクトルをもとに、相対渦度や、水平発散を計算した。個々の値の精度はあまりよくないと考えられるため、それぞれ絶対値が 5×10^{-6} (sec^{-1}) をこえる部分についてのみ議論した。補正の方法等を考慮すれば、たとえば発散域や収束域のその大まかな位置のみに意味があると思われるからである。

4. 発生期の流れの場の特徴

まず下層の場について、台風が後日発生する北緯8.8度、東経147度(以下Aとする)を中心に見た。台風の発生する3日前の格子点ベクトル図を Fig. 5 に示す。A付近は弱い東風となっておりやや波うっているが、顕著な特徴はみられない。相対渦度や発散についてみても、赤道以南に渦度負の発散域が、そして北緯12度あたりに渦度正の収束域が東西に細長くのびているが、A付近は収束域のやや東にあたり、それらの絶対値は小さい。

翌日2日00Zの流れの場をみると(Fig. 6)北緯3度、東経147度付近に中心Bをもつ反時計まわりの吹

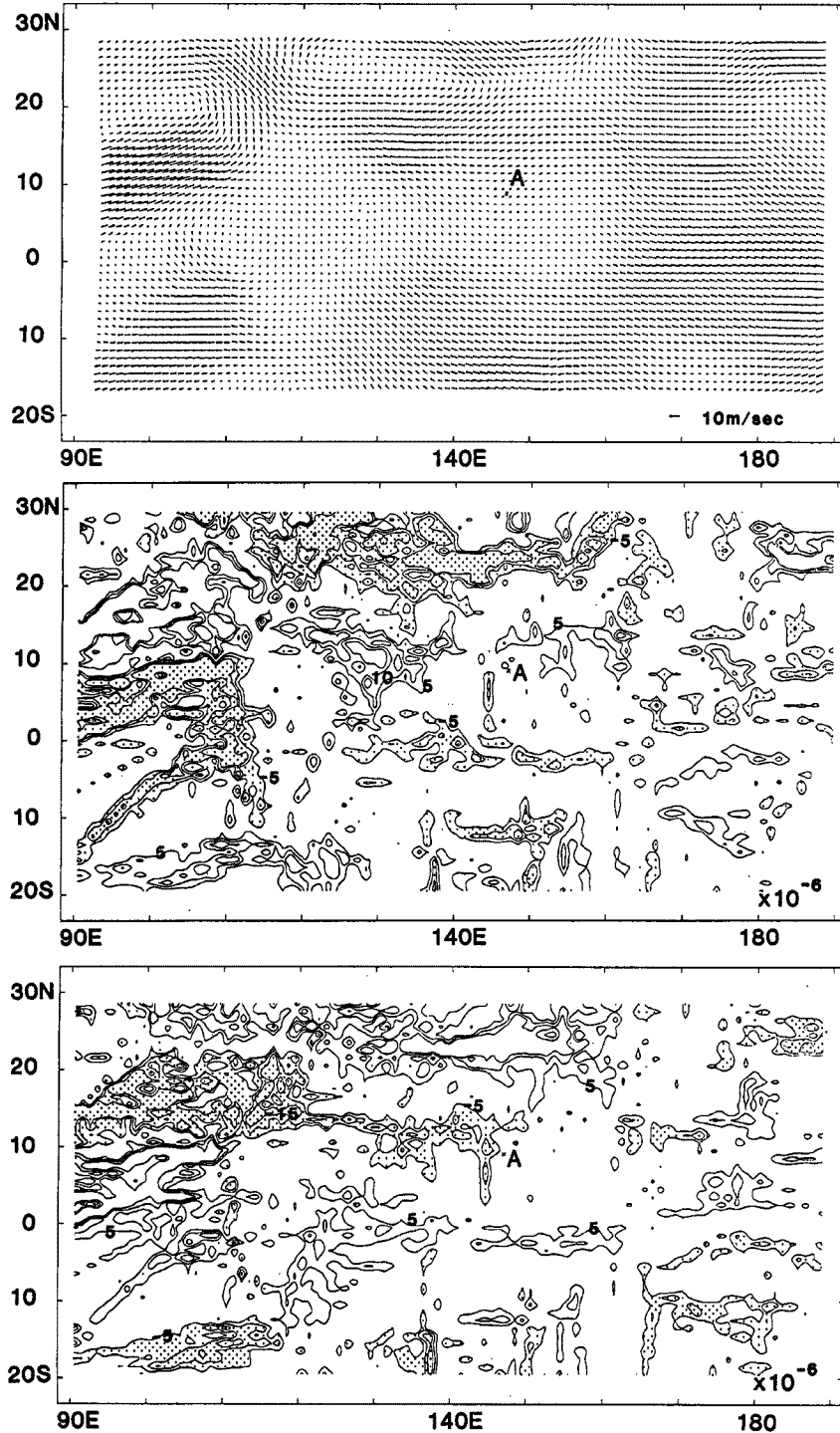


Fig. 5. Analyses for lower-level wind field at 00Z 1 September 1980. Top: Wind vectors adjusted by MASCON model. A shows the point (8.8N, 147.0E), where Typhoon 8013 appeared as TD at 00Z on 4 September. Middle: Relative vorticity. The region of negative vorticity ($\leq -5.0 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$) is shaded. Bottom: Divergence. The region of convergence ($\leq -5.0 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$) is shaded.

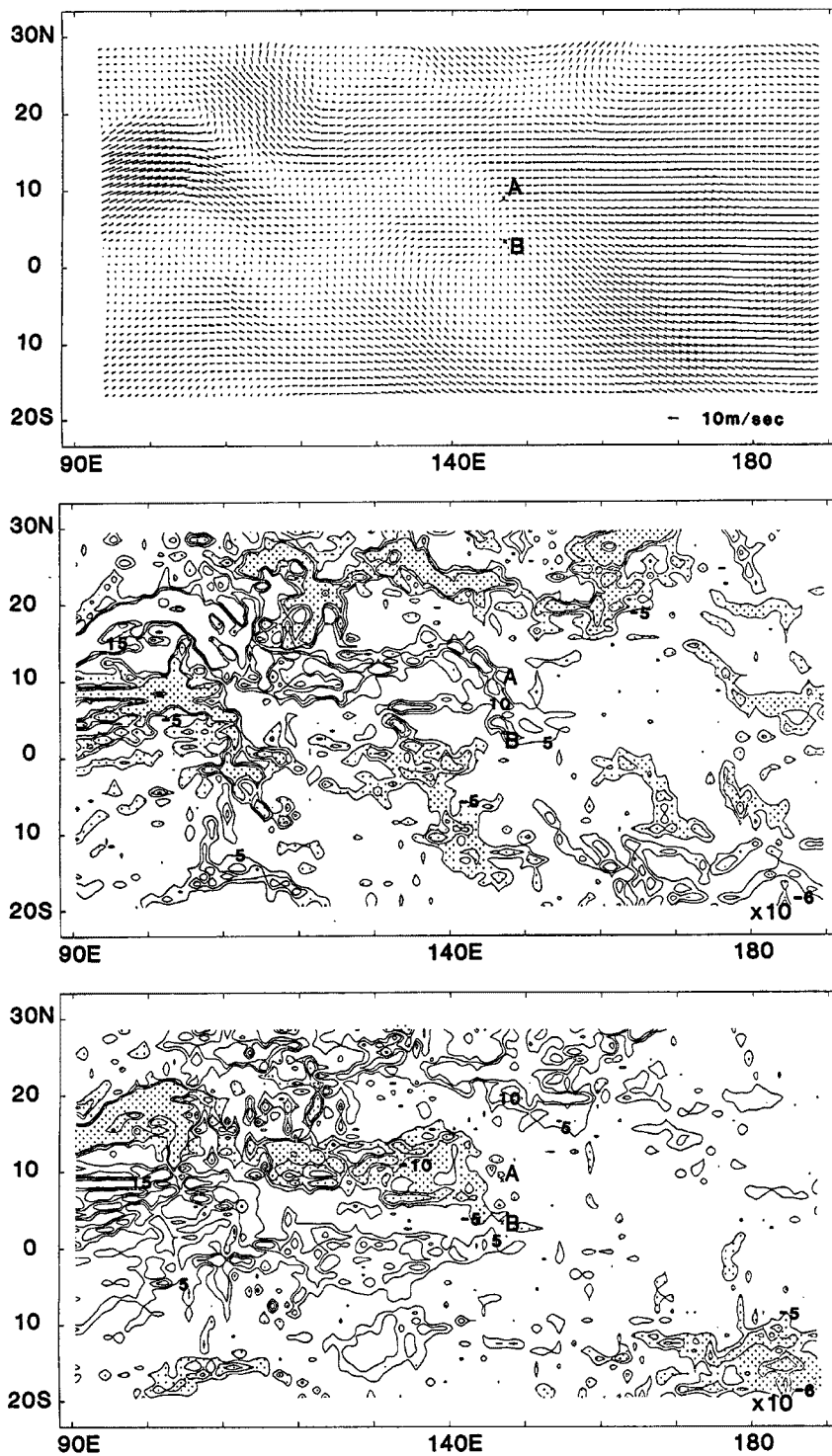


Fig. 6. The same as Fig. 5 but, for 00Z 2 September 1980.

B shows center of lower-level vortex.

Top: Wind vectors. Middle: Relative vorticity. Bottom: Divergence.

き込みがみられる。この中心へ北西から渦度正の収束域がのびている。またBの南西の赤道には渦度負の発散域がひろがっており、オーストラリアの北からの南東風が赤道をこえて南西風にかわりBのあたりに収束している。

その24時間後の9月3日00Zも、台風がTDとして現れた4日00Zも、流れの場の特徴はFig. 6に示した2日とほぼにているが、渦の中心はやや北になり、それにむかって大きく風が吹き込んでいる。渦の中心Bは正渦度を示す収束域の東の端にあり、赤道域には渦度負の大規模な発散域がある。Fig. 7とFig. 8に3日と4日の流れの場の様子を示す。ベクトル図に衛星写真でみた主な雲の輪隔をそえた。衛星写真でみると、Fig. 7に示した3日00Zのクラウドクラスターは、それぞれ発達したり弱まったり移動したりして、24時間後にはFig. 8に示すようになる。領域Aには3日22Z頃に、はじめて小さな雲塊Tが現れる。それが

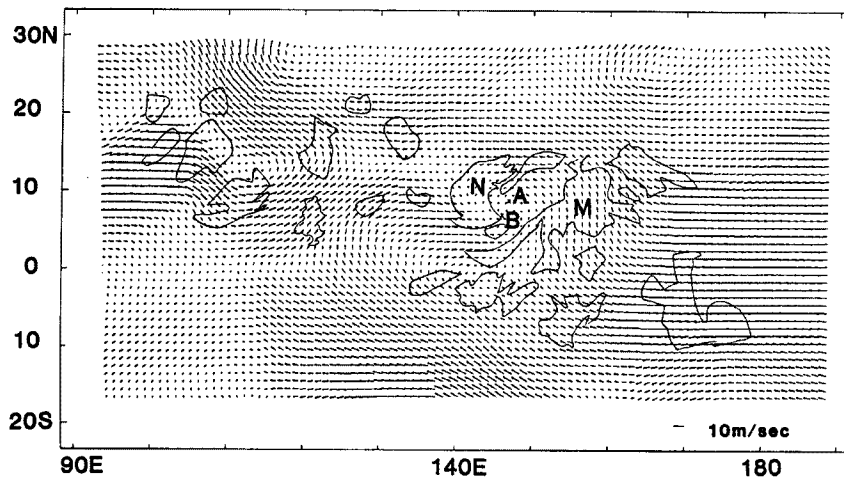


Fig. 7. Adjusted lower-level wind vectors at 00Z 3 September 1980. Cloud patterns observed by GMS-I at 2/23 : 32Z are superimposed on this analysis. M and N are marked cloud clusters.

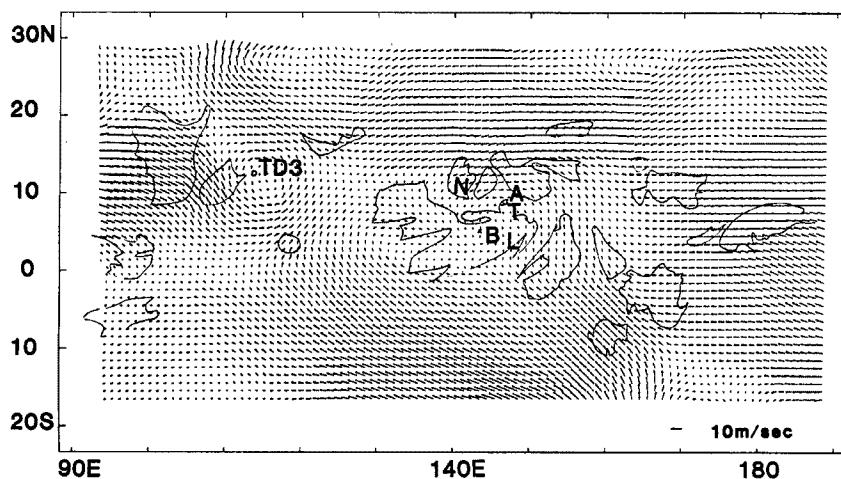


Fig. 8. The same as Fig. 7 but, for 00Z 4 September 1980. Cloud patterns at 3/23 : 32Z are superimposed. TD1 (T 8013) appeared at A. Circles show the locations of centers of TD1 and TD3.

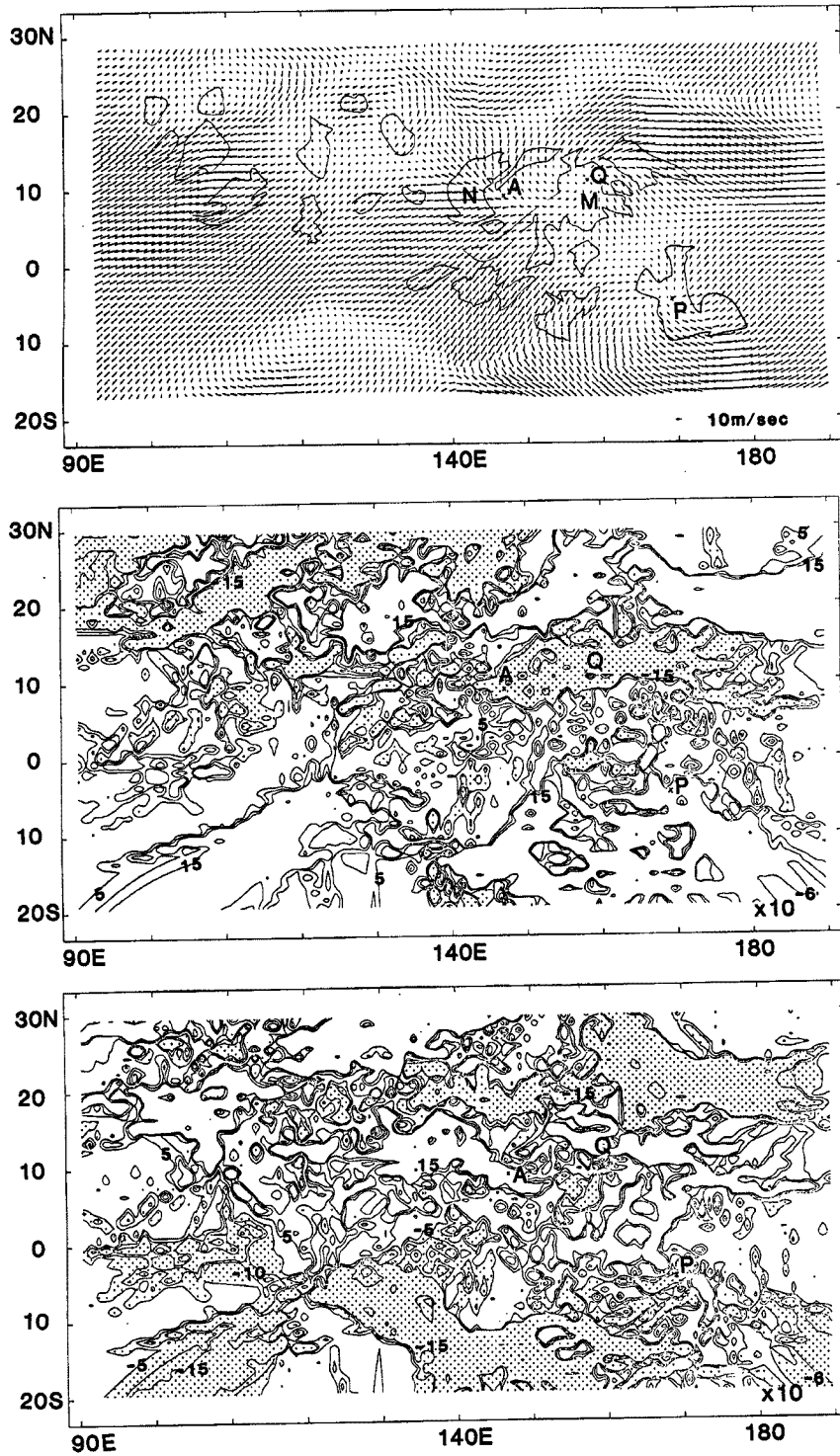


Fig. 9. Analyses for upper-level wind field at 00Z 3 September 1980. P and Q show the centers of upper-level outflows. Top: Interpolated wind vectors. Cloud patterns are same as Fig. 7. Middle: Relative vorticity. Bottom: Divergence.

やや発達して4日には **Fig. 8** に示すように南のクラウドクラスター **L** とつながったように見える。発散をみると、一般的に大きなクラウドクラスターの付近には、収束域がみられる。渦の中心 **B** はクラウドクラスター **L** のあたりにあり **TD** の発生した **A** とは正確には一致しないが、内挿の方法等を考えればこのずれに積極的な意味を持たせることはできない。2日からみられるこの渦が台風の発生に関係することは明らかである。

一方、このように下層で領域 **A** に渦のみられる期間の上層の流れのようすは、北半球の北緯10度付近に中心をもつ高気圧性の吹き出しで特徴づけられる。この付近は発散域となっており、南緯20度以北に東西にのびる大きな収束域が存在する。**Fig. 9** に9月3日00Zの上層の様子を示す。**Fig. 9** にも上に述べた特徴がみられる。また南緯5度東経170度付近に中心 **P** を持つ時計まわりの吹き出しがみられる。その北側に発散域がみられ、大きなクラウドクラスターを伴っている。北半球の吹き出し中心 **Q** は領域 **A** の東にあたるが、やはりクラウドクラスター **M** がみられる。翌日4日には上層の吹き出し中心 **Q** は台風に関するクラウドクラスター **T** の付近にある。

その後台風はさらに発達し、6日00Z頃からは下層の場に、**TD** をかこむ閉じた反時計まわりの循環がみられる。**Fig. 10** に **TD1** が **TS** となった9月7日00Zの下層のようすを示す。中心の循環は傾いた楕円形をしている。9月6日00Zから台風の中心の南西にもう1つの **TD (TD2)** が現れる。この影響で細長い循環がみえていると考えられる。この2つの熱帯低気圧は、2つの渦列のようにになっているかもしれないが、細部については格子点の幅や観測点数の制約から、いうことができない。結局南西の **TD2** は発達せずに8日には消滅する。このころの上層の流れの場として **Fig. 11** に9月6日12 GMT の格子点ベクトルと発散を示す。12時間後に台風に発達する **TD1** は吹き出しの中心 **R** に近い発散域に位置する。一方 **TD2** は2つの吹き出し中心 **R, S'** の間の収束域にあたる。上層に効果的な発散がなかったことと **TD2** が発達しなかったことが対応している。

8日以降は、下層の台風の中心の循環は **Fig. 10** に示す7日よりも円に近くなり、台風は北上しながら発達していく。柿本・光田の論文⁹⁾によれば、8日にはこの台風は眼を持った Two cell 型に移行している。

以上が台風T8013号の発生期の流れの場である。これらの結果をもとにいくらかの考察を加える。まず下層の場については、北半球の偏東風に、台風の発生した **A** 付近で、南半球から高気圧性の渦度をもつ風が入りこむ。**Fig. 6** や **Fig. 7** でみられたように南半球の南東風が赤道をこえて南西風にかわることは、絶対渦度保存則を考えれば一応の説明がつく。この南西風と北側の偏東風の間シアーの増大によって低気圧性の

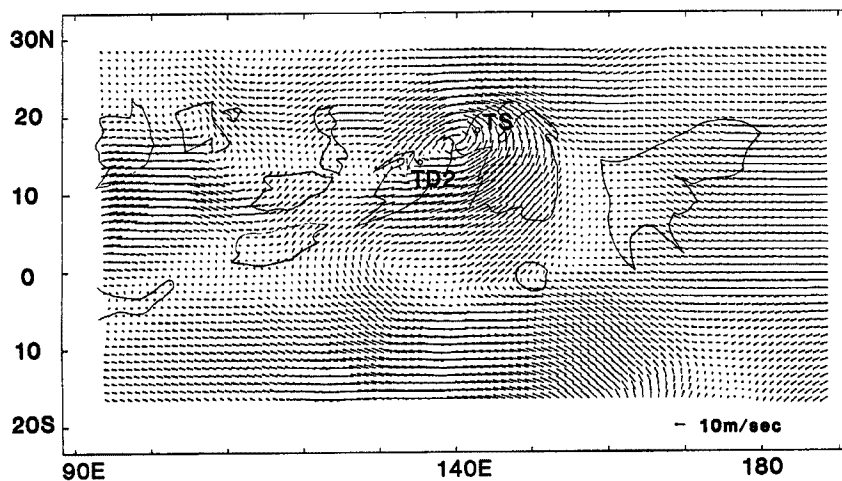


Fig. 10. Adjusted lower-level wind vectors at 00Z 7 September 1980. Cloud patterns observed by GMS-I at 6/23:32Z are superimposed on this analysis.

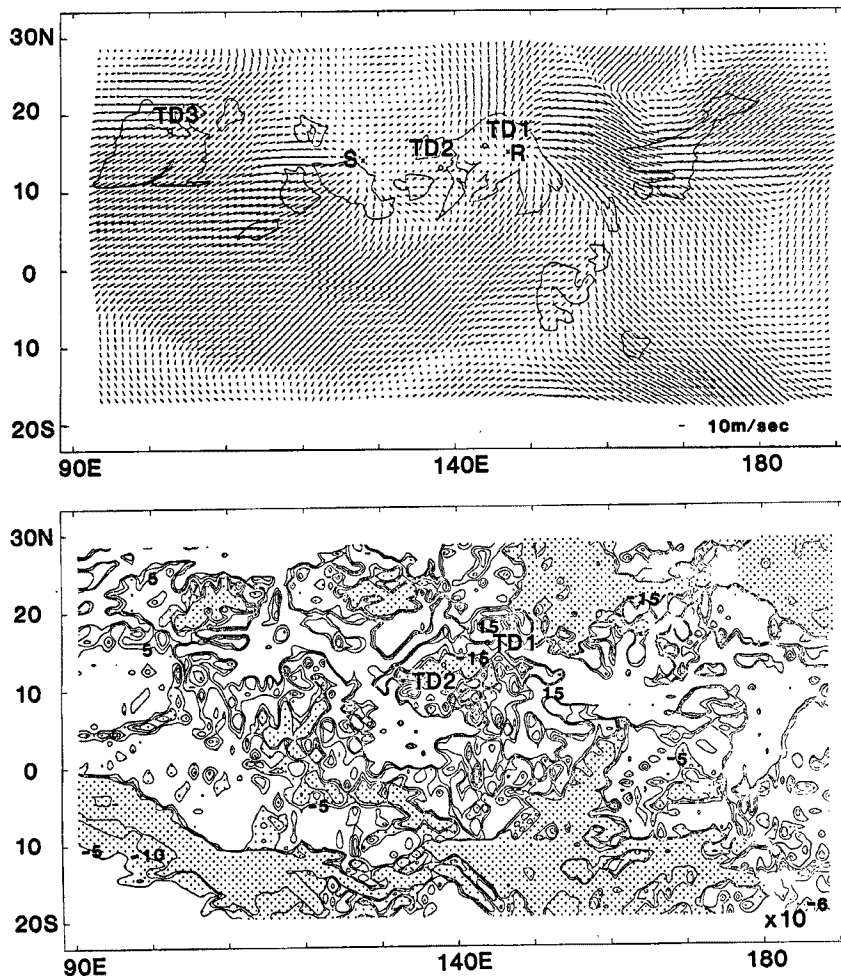


Fig. 11. Top: Interpolated upper-level wind vectors at 12Z 6 September. S and R show the centers of the outflows. Bottom: Divergence at 12Z 6 September.

渦が生じ、そこに収束がおり、台風が発生していくと考えることができる。あるいは、相対渦度でとらえれば、この赤道をこえる南風は、高気圧性の渦度をもつことから Fujita¹⁰⁾らの東太平洋での解析例における赤道高気圧に相当するのかもしれない。それによると南半球からの流れによってできた赤道高気圧によって ITCZ が破壊され、そのふちの部分でハリケーンが発生するとされている。どちらにせよ、赤道をこえる南風が、台風の発生に大きく関係していることは共通している。なお、北半球に注目すれば、この南西風の一部西方からの西風も合流しているようにもみえる (Fig. 7) がはっきりしない。この台風 T8013 号の発生は、はじめに述べた分類では 2) の ITCZ に関連する擾乱からの発達にあたると思われる。ITCZ を明確に示すことはできないが Fig. 7 等でクラウドクラスターの集まる北緯 10 度付近はそれにあたると思われる。その ITCZ 内で、低気圧性の収束域の東のはしにクラウドクラスター (T) が生じ、台風へ発達したとみなすことができる。上層の寒冷核型低気圧や偏東風波動擾乱からの発生とはみとめられなかった。

5. 結 語

台風 T8013 号の発生期の流れの場について衛星風ベクトル等をもとに解析した結果、この台風の発生につ

いていくつかの特徴がみられた。

TD として発生する3日前には、その付近に注目すべき点はほとんどみとめられないが、2日前には弱い低気圧性の吹き込みが生じ、それが次第に発達していく。その吹き込みには南半球からの高気圧性渦度をもつ流れが西よりの成分をもってはいりこんでおり、それが低気圧性の渦度や、下層の収束をつくるのに重要な役割をはたしたと思われる。

上層の場については大きなクラウドクラスター付近に中心をもつ高気圧性の吹き出しがみられた。上層の収束域の下層では台風の発達はみられなかった。

参 考 文 献

- 1) Fett, R. W.: Typhoon formation within the zone of the intertropical convergence, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 96, 1968, pp. 106-117.
- 2) 山岬正紀：台風，東京堂出版，1982，p. 206.
- 3) Yanai, M.: A detailed analysis of typhoon formation, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 39, 1961, pp. 187-214.
- 4) Agee, E. M.: Note on ITCZ wave disturbances and formation of Tropical Storm Anna, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 100, 1972, pp. 733-737.
- 5) Shimamura, M: The upper-tropospheric cold lows in the Northwestern Pacific as revealed in the GMS satellite data, *Geophys. Mag.*, Vol. 39, 1981, pp. 119-156.
- 6) 柿本 均・光田 寧：気象衛星ひまわりの赤外輝度データでみた台風8013(ORCHID)のライフサイクル，京都大学防災研究所年報，第27号B-1，1984，pp. 273-284.
- 7) Dickerson, M. H.: MASCON-Mass Consistent Atmospheric Flux Model for regions with complex terrain, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 17, 1978, pp. 241-253.
- 8) Sasaki, Y. K.: Lecture notes on variational methods for environmental analysis and prediction problems, Severe Storm Research Section, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 1979, p. 174.
- 9) 財団法人 防災研究協会：受託研究報告書 波浪推算手法に関する研究（防災堤構造及び設計に関する研究）〔Ⅱ〕海上風の推定法，1985，pp. 80-134.
- 10) Fujita, T. T., K. Watanabe and T. Izawa: Formation and structure of equatorial anticyclones caused by large-scale cross-equatorial flows determined by ATS-I photographs, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 8, 1969, pp. 649-667.