

八重山群島を襲った台風5号(7705) の気象学的特性について

光田 寧・文字信貴・塚本 修・浅井東洋

METEOROLOGICAL STUDY OF TYPHOON 7705

By Yasushi MITSUTA, Nobutaka MONJI, Osamu TSUKAMOTO
and Haruhiro ASAI

Synopsis

The structure of the Typhoon 7705 (VERA), which hit Yaeyama Islands, Okinawa in July, 1977 was studied after the expedition to the damaged area. The edge of eye-wall of the typhoon passed just over the Ishigakijima Meteorological Observatory and maximum wind speed of 53.0 m/s, and maximum peak gust of 70.2 m/s were observed. The location of the eye-wall obtained from radar echo has good correspondence to the maximum wind radius, convergence region, maximum rainfall region and outer edge of the positive vorticity region. The radial distribution of the vorticity suggests the Rankine's Combined Vortex as the typhoon model.

1. は し が き

1977年7月25日、硫黄島の西方海上で発生した弱い熱帯性低気圧は27日18時に南大東島の南西90 kmの海上で台風5号となった。その後台風は西南西～南西に進み宮古島の南方海上に至り、ここで速度をゆるめて北西に向きを転じ30日15時には中心気圧925 mb, 最大風速55 m/s, 25 m/s以上の暴風半径140 kmという気象庁の分類によると中型で非常に強い台風に発達した。その後速度を増して石垣島南海上から西表島に上陸し八重山群島一帯に大きな被害をもたらした後、8日1日未明、台湾北部をかすめて華南東岸に上陸した。この間の台風の経路はFig. 1に示すとおりであり、図中には3時間毎の中心の位置と中心気圧が示してある。

このような強い台風が気象官署に非常に接近して、台風の中心付近の気象データが得られている例は過去にもあまりなく非常に貴重なケースであると言わねばならない。著者らは台風通過後現地に赴き、被害の調査を行うと共に八重山群島付近の気象官署その他の地上気象観測記録及び那覇、宮古、石垣のレーダー写真を収集し、台風の構造を解明するための資料解析に着手した。本報告はその解析結果である。

2. 八重山群島付近での台風の経路

時々刻々の台風の中心位置を求めるためには気圧分布の解析、風の分布の解析、飛行機観測あるいはレーダー観測の結果を利用するなど色々な方法がとられているが著者らはこの地域の観測点が少なく充分な解析ができないという点から那覇、宮古、石垣の各レーダー記録を用いて決定することにした。各々のレーダーで台風を追跡できる期間は那覇で7月28日12時～29日23時、宮古で29日12時～31日16時、石垣で29日21時～31日19時である。各地点ではほぼ1時間毎にエコーの写真とスケッチが得られているが今回はすべて写真記録を基とした。レーダー写真の1例として石垣島レーダーのとらえた7月31日4時32分の台風によるエコーをPhoto. 1に示す。図中の白い線は20 km間隔で一番外側の円が中心から半径100 kmの範囲を示している。この写真の場合、石垣島の南方約30 kmの所に眼の中心があり眼の形はほぼ円形でその直径は25 km

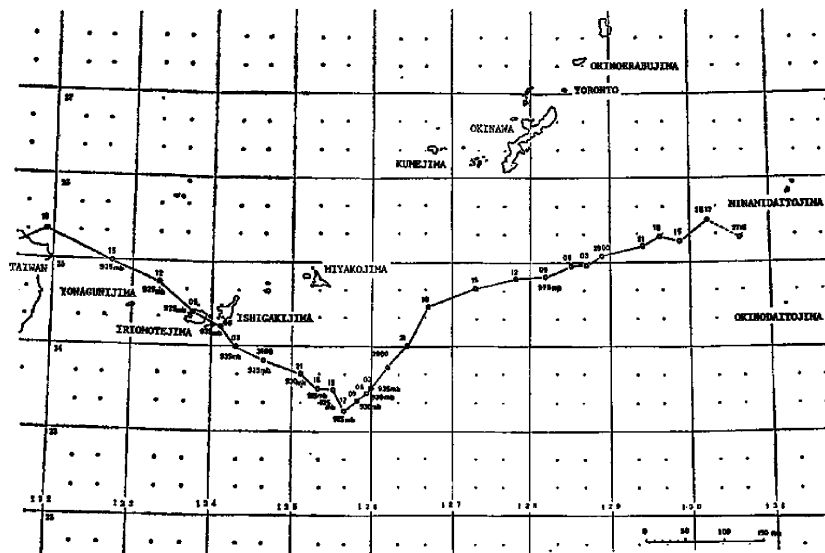


Fig. 1. The track of the Typhoon 7705.

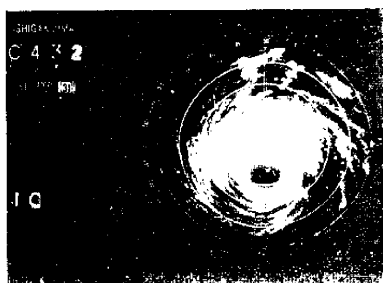


Photo. 1. Radar echo of the typhoon as observed at Ishigakijima (04:32, Jul. 31, 1977).

程度、その外側に幅 15 km 程度の eye-wall の領域が存在することが認められる。このような気象レーダーで探査できる範囲は 300 km 程度まででありそれ以上の広範囲の様子を見るものとして気象衛星による写真がある。Photo. 2 に示すものは気象衛星 NOAA 5 のとらえた 7 月 30 日 9 時 46 分の可視光による台風の写真で台湾の東方海上にはっきりした台風の渦が見られる。比較のために同日 10 時の石垣島レーダーの写真を衛星写真と同じスケールで併せて示してある。両方の中心はほぼ一致しており衛星で見た雲の範囲の方がやや広く見えているがこれはレーダーで見える部分は大きな雨滴の部分からの反射であることによるものである。

台風の中心位置を決定するに当たってはレーダーエコーを用いる方法が最も便利である。エコーから見るとほぼ円と考えられる台風の眼の中心が台風の中として、石垣島レーダーの記録を基にして求めた石垣島付近の 1 時間毎の台風の中心の経路は Fig. 2 に示すとおりである。宮古島レーダーから見た台風の中心の経路もほぼこれに一致し、この図によれば 31 日 6 時すぎに石垣島の南々西 13 km 程度にまで接近しているが、これに対応して石垣島地方気象台では 6 時 10 分に最低気圧 931.7 mb を記録、更に 6 時 30 分には最大瞬間風速 70.2 m/s(SE), 7 時 0 分には最大風速 53.0 m/s(SE) を記録した。石垣島地方気象台では眼現象は観測されていないが、それでも後の解析からもわかるように最大風速半径よりも内側にまでは近づいている。しかし青空が見えるといった眼現象は見られなかったということは最大風速半径の内側が全て眼と言え領域で

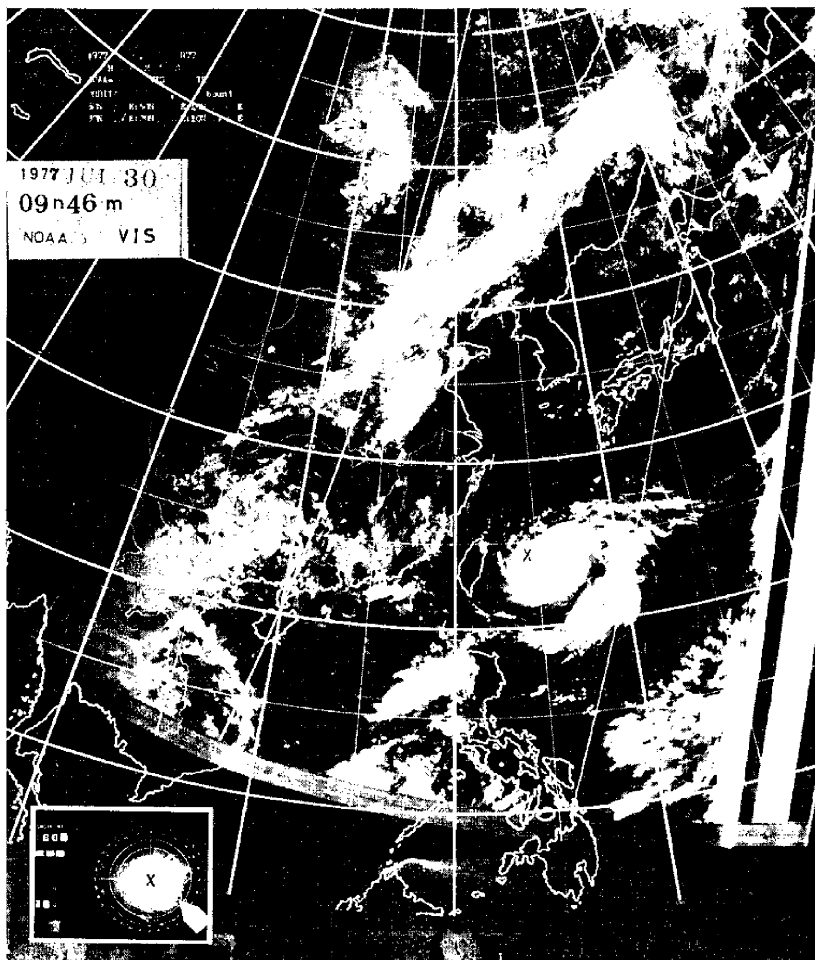


Photo. 2. Satellite picture of Typhoon 7705 by NOAA5 (09:46, Jul. 30, 1977; VISIBLE) and radar echo as observed at Ishigakijima (09:00, Jul. 30, 1977) shown in the left below blank in the same geographical scale.

はなく青空の見えるような部分はその更に中心に近い一部分だけであることを示している。またレーダーで見た眼の部分は雨滴のない領域に対応するがこれも解析により得られた最大風速半径より少し小さい。この後台風は7時30分から9時ごろにかけて西表島を南東から北西に横断し、西表島測候所では7時30分には平均風速 43.6 m/s, 瞬間風速 60.3 m/s (N) を記録したが、その後風向風速計が破損したためそれ以後の記録は得られていない。しかし8時頃より9時30分まで眼の中に入っていたことが同測候所で観測されている。台風の移動速度は 15 km/h ぐらいであったから眼現象の見られた範囲は直径約 20 km 程度でありレーダーで見た眼よりもやや小さく半径でみると解析によって得られた最大風速半径の半分ぐらいになっているよう

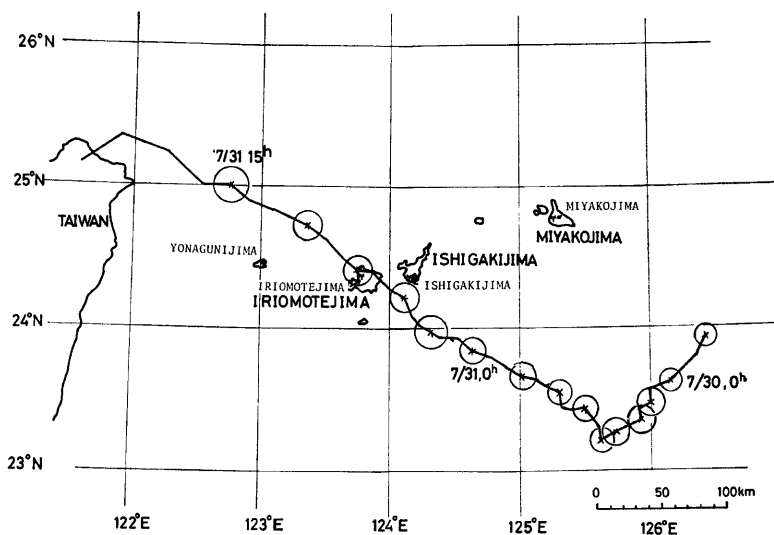


Fig. 2. The detailed track of the Typhoon 7705 near Yaeyama Islands.

である。レーダー観測から求めた台風中心の経路は地上気象観測によってもかなり裏付けられていることがわかる。

この図に示した区間内では移動速度は 10 km/h 程度から 20 km/h 程度までに増加の傾向を示し、石垣島付近ではほぼ 15 km/h 程度で北西進している。またこの図には併せて 3 時間毎のレーダーで見た眼の大きさを示してあるが、眼の形はほぼ円形でその直径は 20 km~30 km で石垣島付近ではほぼ 25 km であった。

3. 台風の中心付近の気圧分布

Fig. 2 に示した台風の中心の経路を基に各地点から台風の中心までの距離 r を算出し、これに対して石垣島、西表島、与那国島の各気象官署で得られた気圧のデータから求めた海面気圧、 P の値をプロットしたものが Fig. 3 である。ここに用いたデータを得た時間の間には台風の中心気圧があまり変化しないとする、これらの点を結ぶことによって台風の中心近くでの気圧分布を得ることができる。この気圧分布の形を関数によって近似するための式として現在良く用いられているものは次の 3 つである。¹⁾

$$\text{V. Bjerknes} \quad P = P_{\infty} - \frac{P_{\infty} - P_c}{1 + x^2} \quad (1)$$

$$\text{T. Fujita} \quad P = P_{\infty} - \frac{P_{\infty} - P_c}{(1 + x^2)^{1/2}} \quad (2)$$

$$\text{R.W. Schloemer} \quad P = P_c + (P_{\infty} - P_c)e^{-1/x} \quad (3)$$

ここで P_{∞} は台風の周囲の気圧、 P_c は台風の中心気圧、 $x = r/r_m$ であり r_m は旋衡風速が最大となる半径である。但し、(2) 式では $\sqrt{2}r_m$ において旋衡風速は最大となる。これらの各々の式に Fig. 3 に示した実際の気圧分布、つまり P と r の関係を用いて各式で表現される気圧分布形が最も実測値と良く合うように最小自乗法で r_m , P_c , P_{∞} を求めると Table 1 のような結果となる。 r_m についてはレーダーエコーで見た eye-wall の領域内にどれも入っているが Bjerknes のものは他に比べて大きく現れ、 P_c については Fujita と Schloemer のものはかなり低く現れている。これら 3 つの式のうちで各点での気圧の実測値との

Table 1. The results of the objective analysis and the observed values.

7705	Bjerknes	Fujita	Schloemer	Observed
r_m (km)	28.5	18.0	13.0	20
P_c (mb)	921.7	900.2	887.1	925
P_∞ (mb)	998.0	1003.6	1004.6	1002~3

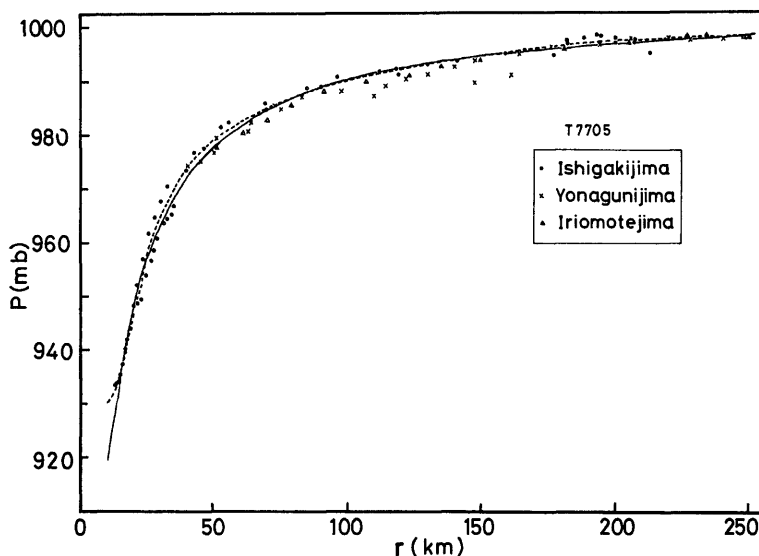


Fig. 3. The radial distribution of the sea surface pressure. Plots indicate observed value, the dashed line is smoothed by eye and the solid line is fitted for the Schloemer formula.

誤差が最も小さくなるのは Schloemer のものであり、Fig. 3 にこの式で表わされる気圧分布（実線）と実際の気圧分布を目で平滑化したもの（破線）とを併せて示してある。Schloemer の式はほとんどすべての距離範囲で実測値と良く一致するが中心の近くでは気圧傾度がかなり大きくなっており、そのまま延長すれば中心気圧は Table 1 に見られるようにかなり低い値になると推定される結果となる。ここでの計算においては中心気圧は未知数として各観測値に最も適合する値を求めるという方法を用いたため、主観的な解析によるものよりも低く、また最大風速半径も少し小さく出てしまっていることになる。このことは事前に気圧分布形を与えてしまっていることによるものであって誤差の最も小さい分布形が必ずしも台風の構造を示しているとは言えず、この点については他の台風との対比をも含めて更に詳細な調査を行い、最も合理的な気圧分布式を作る努力を行う必要がある。

4. 気圧勾配とそれに伴う傾度風の分布

台風域内の気圧分布は分布式で表わしたような形よりも各地の気圧から直接得た Fig. 3 に破線で示したような形になると考えられ、これから動径方向の気圧勾配、 $\partial P / \partial r$ を求めることができる。この方法は各点での気圧そのものと距離との関係から求めるものであるが、もう 1 つの方法として一点における気圧の時間変化から求めることができる。

台風域内の気圧 P が台風の移動に従って時間的に変化する割合は

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} + \mathbf{C} \cdot \nabla_H P \quad (4)$$

で表わされる。 $\mathbf{C}$ は台風の移動速度, $\nabla_H P$ は水平気圧傾度である。 $|\partial P / \partial t| \ll |\partial P / \partial r|$ のときであれば近似的に次式が成り立つ。

$$\mathbf{C} \cdot \nabla_H P = - \frac{\partial P}{\partial t} \quad (5)$$

台風の進行方向と観測点との間の時計回りを正にとった角度を B とする。台風が円形等圧線を保ったまま移動すると仮定すると (5) 式より

$$\frac{\partial P}{\partial r} = - \frac{\partial P}{\partial t} / C \cdot \cos B, (C = |\mathbf{C}|) \quad (6)$$

となる。この式で水平気圧傾度が求められるがこれは先に気圧分布から求めたものと平均的にはほぼ一致しているといえる。

このようにして比較的信頼のできる気圧勾配の分布を知ることができたので、これを用いて台風域内の傾度風を計算してみた。一般に台風の中心から距離, r の点における傾度風速, V_g は次の式で与えられる。

$$K_H V_g^2 = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} - f \cdot V_g \quad (7)$$

ここで K_H は空気の軌道の曲率, f はコリオリパラメータ, ρ は空気の密度である。台風が円形等圧線を保って移動しているため K_H として等圧線の曲率を用いることはできない。非定常状態における空気の軌道の曲率はプラトンの公式から求められ

$$K_H = \left(1 - \frac{C \cdot \sin B}{V_g} \right) / r \quad (8)$$

で与えられる。 r は台風の中心からの距離であり、これらの式を用いて V_g について解くと

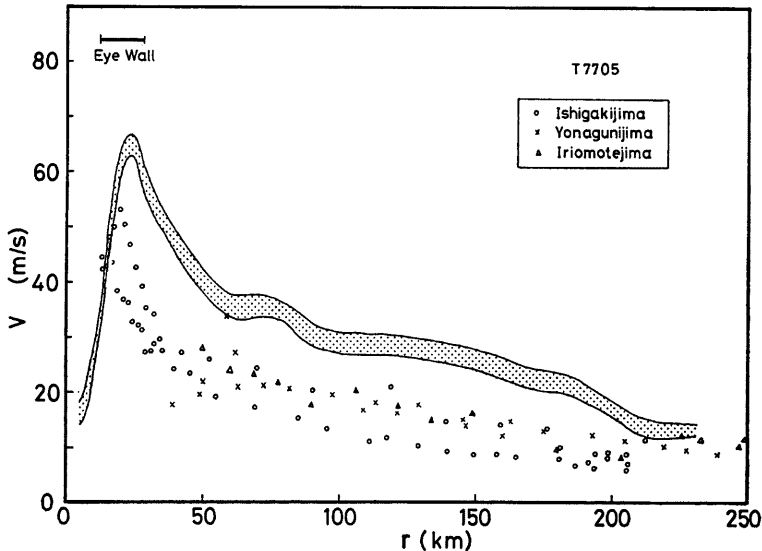


Fig. 4. The radial distribution of the gradient wind speed with correction for forward motion and the observed surface wind speed.

$$V_G = \frac{C \cdot \sin B - r f}{2} + \sqrt{\left(\frac{C \cdot \sin B - r f}{2} \right)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}} \quad (9)$$

が得られる。

台風5号についてこの式を適用するに当たり移動速度には若干の変動があるがここでは $C=15 \text{ km/h}$ として考える。この傾度風速の動径方向の分布を考える場合、台風の移動方向と観測点との方向のなす角、 B の値がパラメータとなる。 $B=90^\circ$ の場合には移動の効果によって風速は加速される向きに作用し、 $B=270^\circ$ の場合は逆に減速する向きに作用する。そこでこの2つのケースについて(9)式で傾度風速を計算してその分布を見たものを Fig. 4 に示す。現実には B の値によってこの上限と下限の値の中間的な値をとることになるが気圧勾配が最大となる $r=20 \text{ km}$ 付近にピークをもつ形となり Schloemer の式を近似させて得た r_m よりも最大風速半径は大きくなって来る。

5. 台風の中心付近の地表風

前章で述べた傾度風は地表面の摩擦の影響を考えないものであり、その影響の及ばない上空における風に対応すると考えられ、実際に地表付近で観測される風はこれに地表摩擦の効果加わったものになる。Fig. 5 に示したものは石垣島地方気象台における風向風速の自記記録であり前にも述べたように31日6時30分に最大瞬間風速 70.2 m/s を記録している。しかし眼の内側に入った時間はほんのわずかであったために風速は一見ただ1つの山を持つようにしか見えないが詳しく見ると山の頂の付近は2つに分れており、台風最接近の最低気圧の出現時刻6時10分には風が少し弱くなっているのが見られる。レーダーエコーから見ても eye-wall の最も内側の部分、つまり最も風が強いと考えられる領域が同気象台付近を通過したと考えられ、このことが石垣島の南部で特に風による被害が大きく現れていたこと²⁾を裏付けている。Fig. 4 には前章で求めた傾度風速と併せて石垣島、西表島、与那国島における地表風速の実測値の分布をも描いてある。地表風速の最大値はこの図からわかるように中心から約 20 km の付近に見られ、これはレーダーエコーから求めた eye-wall の領域の内側とほぼ一致しているが、傾度風速のピーク的位置よりはやや内側にありその差は

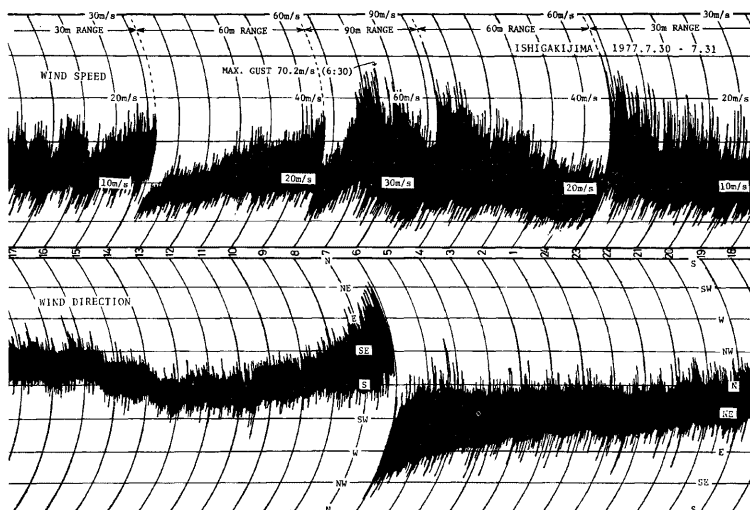


Fig. 5. The wind trace as obtained at Ishigakijima Meteorological Observatory.

数 km 程度であるように見える。この差が有意なものであるかどうかははっきりしないが注目に値するものである。風速値について比べると地表面摩擦の効果が働くため実測された地表風速は当然のことながら傾度風速よりも小さく現れる傾向にある。そこで地表風速と傾度風速(台風の移動の効果は入れないものとして)との比をとってその分布を作ってみたものが Fig. 6 である。中心から遠い所では地表風速は傾度風速の 1/2 程度であるが中心に近づくにつれてその比は急激に 1 に近づく傾向を見せている。このことは地表風速と傾度風速の極大となる位置がずれていることもこれに関係していると考えられる。通常の遠心力の効果を考える必要のない平行な等圧線を持つ場合の大気境界層の風の鉛直分布は Ekman Spiral で知られる分布を示し、地表風速と傾度風速との比は大気境界層の厚さと等圧線から内側への風向の偏角によって決まってくる。この台風について風向の偏角の分布をプロットしたものが Fig. 7 である。個々の値はばらついてはいるものの中心に近づくにつれ偏角が大きくなる傾向が見受けられる。台風の中心に近いところにおいては風向の偏角が大きくなり、しかも地表風速と傾度風速との比が 1 に近くなるがこれは Ekman Spiral の理論から類推されるものとは逆の現象である。このことは台風の特徴であり、中心近くでは遠心力の効果が働いて Spiral の形は複雑になることを示すと考えられる。更に先にも述べたとおり曲率の大きな場所では台風の移動による流線と軌跡との曲率半径の差が大きくなることも考えられ、この点についてもより正確な解析が必要である。

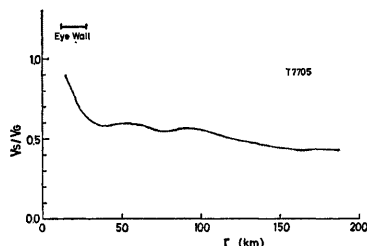


Fig. 6. The radial distribution of the ratio of surface wind speed to gradient wind speed.

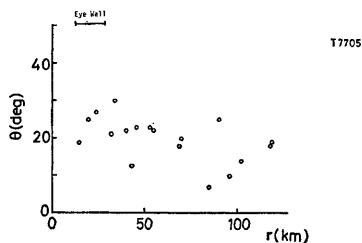


Fig. 7. The radial distribution of the deflection angle of surface wind from the isobar.

6. 台風域内の収束量と雨

このような風向の偏角の分布及び Fig. 4 で示した地表風速の分布とから地表風の流線の分布が得られる。Fig. 8 に示すように台風の中心から r_1, r_2 だけ離れた 2 地点での風速 V_1, V_2 及び風向の偏角 θ_1, θ_2 とから各等圧線を越えて中心に向かって流れ込む空気量 Q_1, Q_2 は次のように表わせる。

$$Q_1 = 2\pi r_1 \cdot V_1 \cdot \sin \theta_1 \quad (10)$$

$$Q_2 = 2\pi r_2 \cdot V_2 \cdot \sin \theta_2 \quad (11)$$

この Q_1 と Q_2 の差が r_2 と r_1 の同心円で囲まれたドーナツ部分への純流入量であり、これをこの間の面積で割ったもの、つまり $(Q_2 - Q_1) / \pi(r_1^2 - r_2^2)$ がこの領域での収束量になる。このようにして求めた収束量の分布を Fig. 9 に示

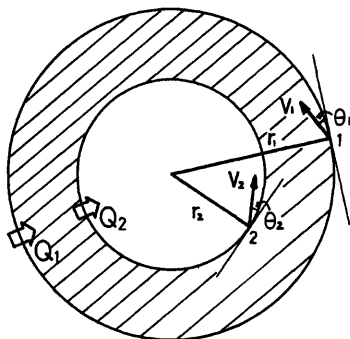


Fig. 8. The schematic figure of air inflow on the typhoon.

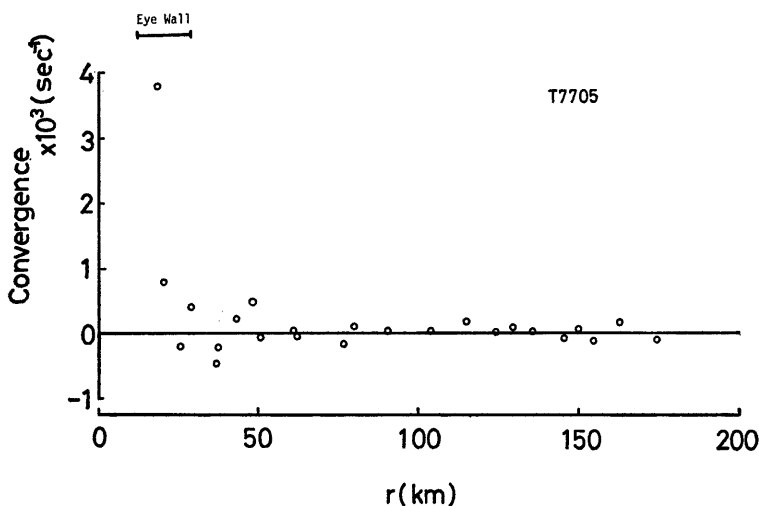


Fig. 9. The radial distribution of mass convergence.

す。台風の域内のほとんどの点は零のまわりにばらついており、はっきりした収束、発散は見られない。このことは台風域内の等圧線を横切って流入する空気の量は台風の中心からの距離にかかわらず一定になるということを示している。そして収束量は中心に最も近い領域（ $r \approx 17$ km）でのみ大きな収束値（ $3.8 \times 10^{-3} \cdot \text{sec}^{-1}$ ）を示すのが見られる。すなわち外側から流入した空気がこの付近で上昇することを示しておりこの収束値は境界層の厚さを 1 km 程度と考えて上昇速度に換算するとほぼ数 m/s 程度に相当する。また、この大きな収束の見出された領域はレーダーエコーに見られた eye-wall の領域とも非常に良く対応している。つまり収束に伴う強い上昇流によって大きな積乱雲が発達し、これが eye-wall を形成しているものと考えることができる。

これに伴ってこの領域では雨量が多いと期待されるが観測された降雨強度の分布をみると Fig. 10 のようになる。中心から 50 km 以上ではほとんど雨はないがそれより内側では序々に増加し、レーダーエコーの eye-wall に相当する領域では予想どおり大きな雨量が見出され eye-wall 域での大きな上昇気流の存在が裏付けられている。

一方、この台風域内の地表層における気温は 26°C 、相対湿度は 95% ぐらいで絶対湿度にすると約 23 g/m^3 となる。先に述べたように台風の外側での中心に向かう空気の流入量はほぼ一定しており境界層の厚さを 1 km とするとほぼ $2.2 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{sec}$ となり、従って 50000 ton/sec ぐらいの水分が中心部に流入すること

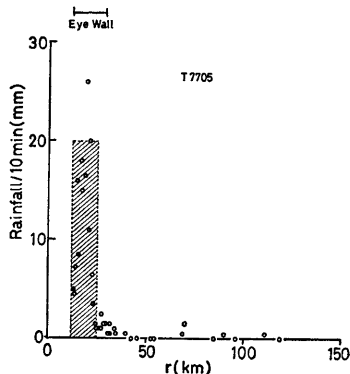


Fig. 10. The radial distribution of observed rain fall intensity and calculated rain fall intensity.

になる。これが中心付近の収束の見られる範囲 ($12\text{ km} \leq r \leq 25\text{ km}$) に落ちたとすると $20\text{ mm}/10\text{ min.}$ ぐらいの雨量が期待されることになり、実際に観測された雨量と同程度でその一致は良い。

7. 台風域内の渦度の分布

Fig. 11 に示したものは地表風及び傾度風から求めた渦度の分布である。地表風から求めた渦度は収束の場合とほぼ同様に eye-wall の位置に対応する中心から 17 km 付近で大きな正の渦度を持ち、それより外側の領域では渦度はほぼ 10^{-4} sec^{-1} 程度でコリオリカと同程度である。このように中心からある限られた範囲内にだけ一定の正渦度が存在しその他の部分では渦度は零であるようなものは Rankine の複合渦としてよく知られているものであり台風の構造の物理的モデルとして度々採用されているものである。傾度風から求めた渦度の分布もほぼこれに近い形になっていると考えて良さそうである。しかし、それならば Bjerknes 型の気圧分布が良く実状を示すはずであるが、実際の気圧分布に当てはめると必ずしも全域で良く一致するとは言えないことは興味深い。

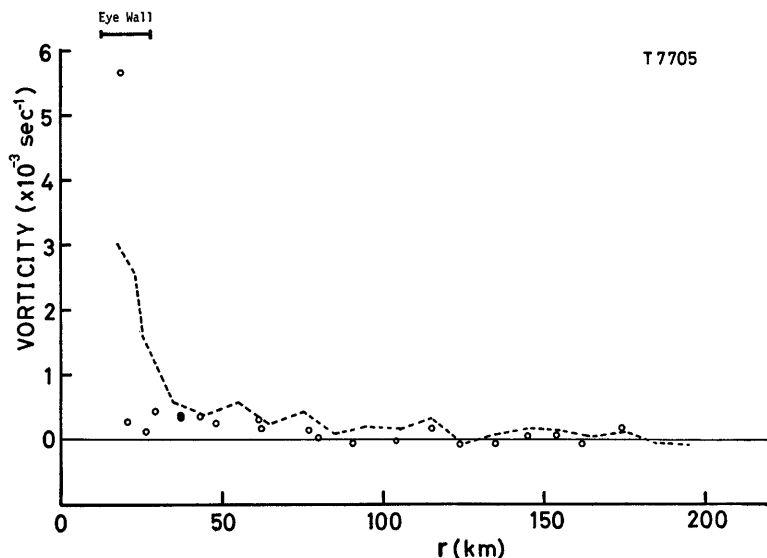


Fig. 11. The radial distribution of the vorticity calculated from the surface wind (plot) and the gradient wind (dashed line).

8. 結 語

八重山群島を襲った台風 5 号について気象データを収集して台風の構造に関する解析を行った結果次のようなことがこの台風の特徴として考えられることがわかった。

1) 中心付近の気圧傾度が非常に大きく、この気圧分布に従来用いられている分布形をあてはめると中心気圧が異常に低くなりすぎる。眼の中心のごく近くの気圧分布については従来ほとんど実測例がないため今後検討を要する問題である。

2) レーダーエコーから求めた eye-wall の位置は最大風速半径 (観測値)、収束の大きい領域、雨量の

大きい領域、大きな正の渦度を持った領域と良く対応している。

3) 渦度の分布を見ると中心からある限られた範囲内にだけ一定の正渦度が存在し、他の部分では零であるという Rankine の複合渦の形になっていることがわかる。

最後に貴重な気象資料を入手するに当たりいろいろと御無理をお願いした沖縄気象台はじめ各気象台、測候所の方々、及び現地調査を手伝っていただいた京都大学防災研究所助手、吉川祐三氏に厚く感謝する。

本研究は文部省科学研究費、自然災害特別研究(202036)による援助を受けて行われたものである。

参 考 文 献

- 1) 光田 寧・藤井 健・川平浩二：台風の構造のモデル化について(1), 京都大学防災研究所年報, 第17号 B, 1974, pp. 227-234.
- 2) 石崎潑雄・吉川祐三：台風7705号による被害について, 京都大学防災研究所年報, 第21号 B, 1978, pp. 349-362.