

台風9019号の解析とレインバンドについて

劉 迎・藤井 健・光田 寧

ON PRESSURE AND WIND ANALYSIS OF TYPHOON 9019 (FLO) AND A RAINBAND IN THIS TYPHOON

By Yin LIU, Takeshi FUJII, and Yasushi MITSUTA

Synopsis

For the severe Typhoon 9019 (FLO) having made landfall on the Kii Peninsula at 20:00 JST, Sept. 19, 1990, the radial pressure profile is represented by the Schloemer's formula¹⁾ with an objective analysis method. Data in the typhoon center region is interpolated by a time-space conversion, and a time series of pressure pattern was obtained with the ten-minute interval by the analysis. As the wind balancing to the analyzed pressure pattern, the gradient wind speed, V_{gr} is computed. The ratio, R_v of the observed surface wind speed to V_{gr} is investigated in relation to topography, and it is shown that R_v increases inside of the eye wall.

On a day before the landfall, when the typhoon passed near the Tanegashima Island with the central pressure of 920 mb, a developed rainband passed over this island. In the frontal zone of the rainband, horizontal convergence of $1.0 \times 10^{-3} s^{-1}$ is evaluated, and in the rear horizontal divergence of $6.9 \times 10^{-4} s^{-1}$ is seen.

1. はじめに

1990年9月19日に紀伊半島に上陸した台風9019号は、近年まれな強い勢力をもったものであった。この台風は、9月12日9時にマリアナ諸島近海で弱い熱帯低気圧として発生し、1日後の13日9時にグアム島付近で台風19号となった。そのコースの主要部分は Fig. 1 に示すように、発達しながら北西に進み、17日9時には沖縄付近で中心気圧 890 mb を観測した。その後、徐々に衰弱しながら北東～北北東に進み、19日20時すぎに和歌山県白浜町の南に上陸した。この少し前に、室戸岬では最大風速 43.3 ms^{-1} (15時50分)、最大瞬間風速 61.2 ms^{-1} (17時39分) を記録した。台風は、上陸後北東に進み、三重県・岐阜県を通過し、北陸・東北地方を経て、20日12時前に岩手県から太平洋に抜けた。この台風による風雨と9月11日から本州に停滞していた前線の雨により、崖崩れなどによって死者41名、負傷者114名、住家の全壊・流失160棟、道路損壊・山崖崩れ1313箇所などの災害が発生した。

そこで、この台風の上陸後の気象学的特性を明らかにするために、各地の気象観測資料を収集して、時空間変換による気圧分布の客観解析を試みた。この結果を利用して、傾度風速を求め、これと実測地表風速との比の値と地形との間の関係を調べ、地形の効果を除去した風速の半径方向の分布の特徴を明らかにした。

また、台風が種子島に接近している時に、発達したレインバンドが種子島を通過した。このレインバンドについて、レーダー画像のエコーパターンと地上気象観測を用いて解析を試みた。

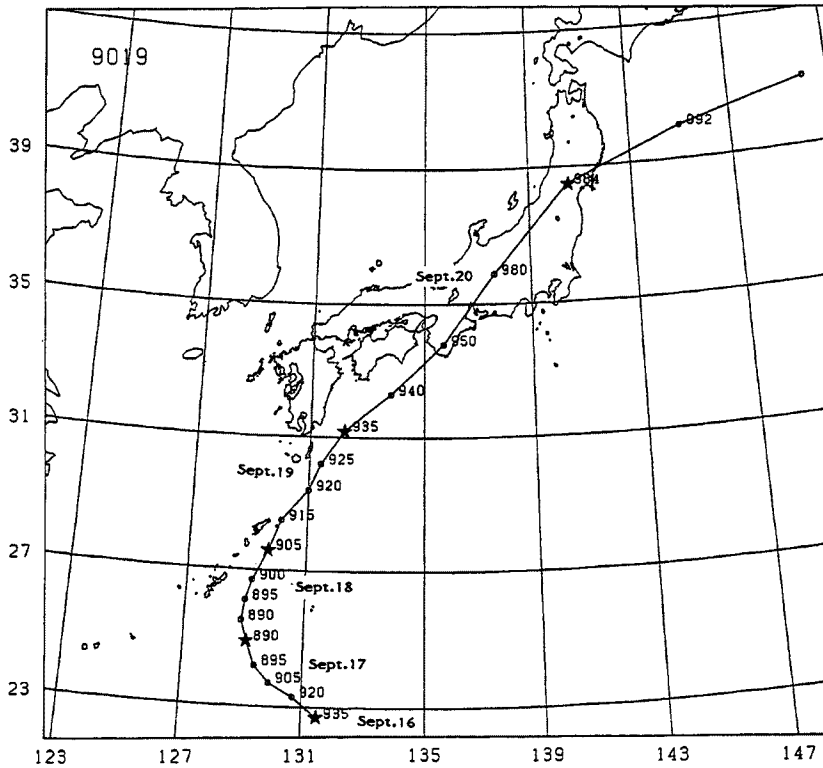


Fig. 1. The main part of the course of Typhoon 9019 and its central pressure. Mark ★ indicates a position of a typhoon center at 09 JST.

2. 客観解析による気圧分布から求めた傾度風速と実測地表風速の関係

台風域内の傾度風速を求めるために、まず、気圧場の解析を行った。以前から、著者は台風域内の気圧場の客観解析の方法を開発し、日本本土を襲った顕著台風について解析を試みている^{2),3)}。まず、台風19号についてもこの方法により気圧場の解析を行った。しかし、台風19号の中心が和歌山県と奈良県の県境付近に達した19日21時には、前後の解析値から推定される値よりも10 mb 程度も高い値が算出された⁴⁾。この妥当とは考えられない解は、主として、気象官署の分布密度の粗さ、とくに中心付近で観測資料が不足したことに原因があるものと考えられる。そこで、この観測資料の不足を補い、より安定した解析を行う方法の開発を試みた。この方法の詳細については、藤井・劉⁵⁾に紹介してあるが、その概略は次のとおりである。

2.1 気圧場の客観解析の方法

台風が紀伊半島に上陸した後、経路から約100 km 以内の気象官署における現地気圧を自記紙から10分間隔で読み取り、海面更正を施した。さらに、中心から半径200 km 以内の他の気象官署の海面気圧も追加した。この台風は紀伊半島上陸後も減衰は比較的小さかったので、解析時刻の30分前から30分後まで、気圧場は定常であると仮定し、気圧の観測値について時空間変換を行った。等圧線は同心円状に分布していると仮定して、半径方向の気圧分布を Schloemer の式¹⁾

$$p = p_c + \Delta p e^{-1/x} \dots \dots \dots (1)$$

で表した。この式で、 p は中心から距離 r における気圧、 p_c は中心気圧、 Δp は中心気圧低下量、 x は相対的な半径で、 r と最大施衡風速半径 r_m の比 r/r_m で表す。

なお、気圧の観測値には、中心に近い資料ほど重視する次のような重み w_r を掛けた。

$$\begin{aligned} w_r &= \frac{100}{r}, & r > 10 \\ w_r &= 10, & r \leq 10 \end{aligned} \dots\dots\dots (2)$$

この式で表した場合の r. m. s. 誤差が最小になるように、中心に位置、中心気圧、中心気圧低下量および最大風速半径を決定した。

本解析に用いた資料は、経路から約 100 km 以内にある気象官署（气象台、測候所）の現地気圧、風向、風速の自記紙である。また、和歌山地方気象台白浜空港出張所と三重県明野の海上自衛隊の自記紙も用いた。さらに、経路から 200 km 以内の他の気象官署の日原簿の毎時の観測値も追加した。

なお、1 時間の間でも、徐々ではあるが気圧場は減衰していつているので、定常と仮定したことによる誤差をできるだけ小さくするために、解析時刻に近い資料ほど重視する必要がある。そこで、解析時刻から時間 $k\Delta t$ ($k = 0, 1, 2, 3$) だけ離れた時刻の気圧の観測値には、重み w_r の他に、次のような重み w_t も掛けることにした。

$$w_t = \frac{1}{k+1} \dots\dots\dots (3)$$

たとえば、解析時刻から30分間離れた資料には、解析時刻の資料に対して1/4の重みを掛けたのである。ただし、 Δt は、自記紙から読み取った時間間隔で、ここでは10分間である。

気圧場の客観解析は、次のようにして10分間隔で実行し、台風の中心の緯度 ϕ 、経度 λ 、および p_c 、 Δp 、 r_m の5個のパラメータを決定した。

まず最初に、 ϕ と λ の初期値を10分間隔で与えて、時空間変換により海面気圧の観測値を各時刻の中心の位置に相対的に分布させて、これを合成して、半径方向の気圧分布を作成する。この気圧の観測値の半径方向の分布について、 r_m の値を 0.5 km 間隔で変化させて、最小二乗法により p_c と Δp の値を求めていて式(1)で表し、重み w_t と w_r を掛けた気圧の観測値の r. m. s. 誤差

$$\sigma_p = \sqrt{\frac{\sum w_t w_r (p_{comp} - p_{obs})^2}{\sum w_t w_r}} \dots\dots\dots (4)$$

が最小となる p_c と Δp の値を求める。なお、この式で、 p_{comp} と p_{obs} は、それぞれ、式(1)による気圧の推算値と海面気圧の観測値である。次に、中心の位置を緯度 0.01° あるいは経度 0.01° ずつ移動させてながら、 σ_p の値を求めていき、 σ_p が最小となる値の組み合わせとして、中心の位置と p_c 、 Δp 、および r_m の値を決定するのである。

2.2 気圧場の解析結果と傾度風速の算出

気圧場の客観解析によって決定した10分間おきの中心の位置、 p_c および r_m の値は Fig. 2 のようになる。次に、この解析による気圧分布とバランスする傾度風速を次のようにして算出した。

気圧分布が同心円状であっても、気圧場の移動により流跡線の曲率半径に非対称が生じて、傾度風速は進行方向に対して左側よりも右側の方が大きくなる。このような傾度風速 v_{gr} は、次の式で求められる。

$$\frac{v_{gr}^2}{r_t} + f v_{gr} = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} \dots\dots\dots (5)$$

ただし、 r_t は流跡線の曲率半径である。また、 f は Coriolis 因子で、中心の緯度から算出し、 ρ は空気の密度で、 1.10 kg/m^3 とした。

この式の流跡線の曲率半径については、移動する風速場における流跡線の曲率と流線の曲率の関係を運動学的に求めた Blaton の公式⁶⁾、

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} \left(1 - \frac{C}{v_{gr}} \sin \theta \right) \dots\dots\dots (6)$$

を用いて、流跡線の曲率半径を流線の曲率半径、すなわち等圧線の曲率半径 r で表すことにした。なお、 C は台風の進行速度、 θ は台風の中心の進行方向に対して中心と地点を結ぶ動径がなす角で、時計回りに測っ

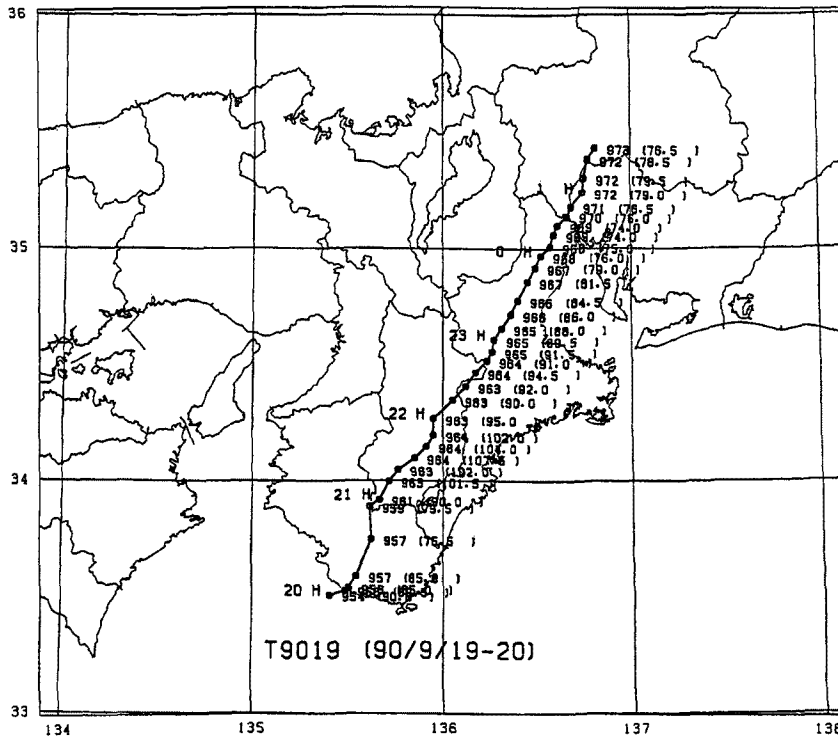


Fig. 2. The positions of a typhoon center determined by the objective analysis. The numbers on the right of the typhoon center indicate to a central pressure (mb) and a radius (km) of the maximum cyclostrophic wind. The latter is represented in the parenthesis.

た角を正とする。

陸上における風は、その場所の地形などの障害物の影響を受けていて、その分布は極めて複雑であり、風の実測値を直接に解析して、台風域内の風の分布の一般的特性を解明するのは極めて困難である。これに反して、海面気圧の分布は、地形の影響も少なく、等値線を引くのが比較的に用意である。そこで、解析した気圧場とバランスし、摩擦の影響を無視した傾度風を算出し、この傾度風から地形の影響を考慮して地表風を推算するという方法がよく行われる。

著者⁷⁾は、地表風に及ぼす地形の影響について、地表面の起伏を考え、各方向の起伏の度合いをその方向 30 km 以内の標高の標準偏差 σ_h で表すことを提案した。ただし、標高には Fig. 3 に示すような重み w_h を掛けて、地点に近い標高ほど重視した。なお、 σ_h の分布は、平滑化のために、調和解析により波数 8 までの級数の和として表すことにした。

地表風向と傾度風向の間の偏角について調べてみると、Fig. 4 に示すように、地表風向の観測資料の 83% が傾度風向より反時計回りに 15~60° 偏っている。そこで、傾度風向から反時計回りに 15~60° の範囲の σ_h の値の平均値 $\bar{\sigma}_h$ と R_0 の関係について調べた。

なお、 $\bar{\sigma}_h$ と R_0 間の関係は、風速計高度 h_w によっても変化する。そこで、地点を $h_w < 20$ m と $h_w \geq 20$ m に 2 分して図示した。これを Fig. 5(a)~(b) に示す。

2.3 台風の中心付近の風速分布

Fig. 5 に示した回帰曲線から推定される風速比 R_0 に対する実測地表風速と傾度風速から求めた風速比 R_0 の関係が中心からの相対的距離 x によりどのように変わるか調べてみた。このさい、Fig. 5(a)~(b)

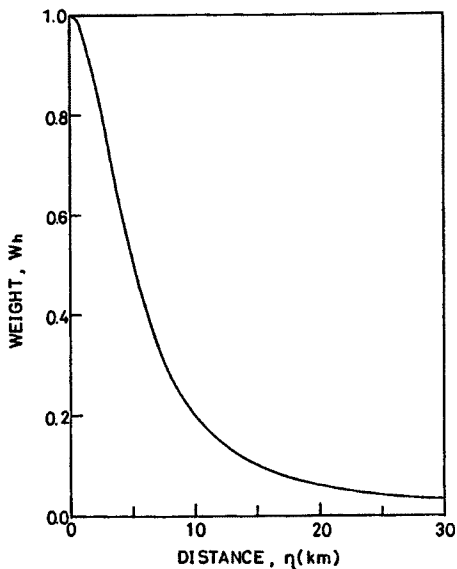


Fig. 3. The change of the weighting function W_n with the distance η from a station.

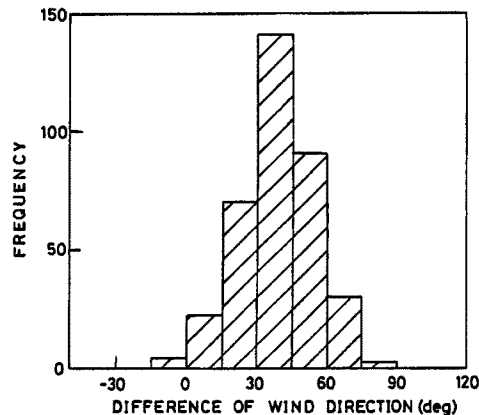


Fig. 4. The frequency distribution of the difference of the surface wind direction measured counterclockwise from the gradient wind direction.

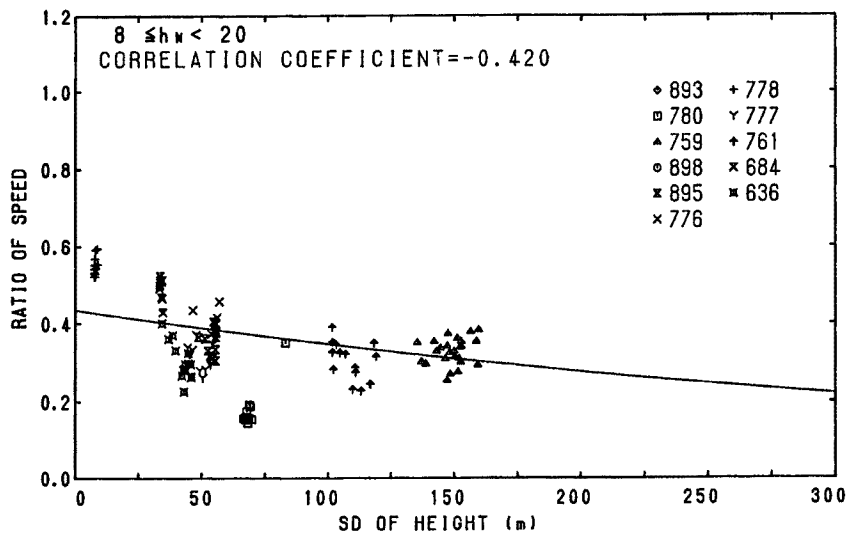


Fig. 5(a). Change of the wind speed ratio R_v with the topography parameter $\bar{\sigma}_k$ for $h_w < 20$ m.

では除いた資料のうち $0.25 < x < 0.75$ の観測資料を追加した。 R_v/R_{v0} の値と x の関係を図示すると Fig. 6 のようになる。 $x < 0.75$ では、 R_v/R_{v0} の値は大きくなっている。発達した台風の最大風速半径の内側で風速が大きくなり、傾度風速を超えて、いわゆる super-gradient になるということは、Gray⁹⁾ の飛行機観測、および南西諸島を襲った台風7705号や7709号の解析⁹⁾⁻¹¹⁾ で明らかになっている。ただし、super-gradient になっているかどうかは、 $\bar{\sigma}_k$ の値も関係する。

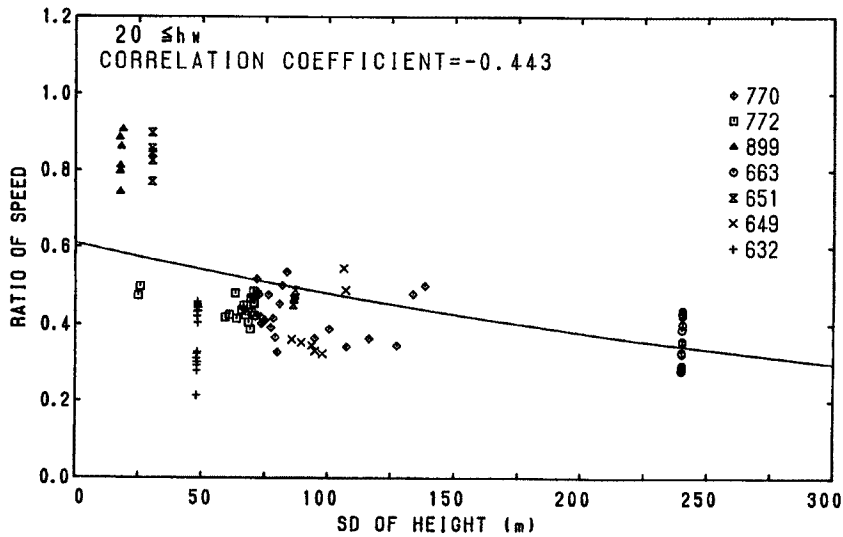


Fig. 5(b). Same as Fig. 5(a), except for $h_w \geq 20$ m.

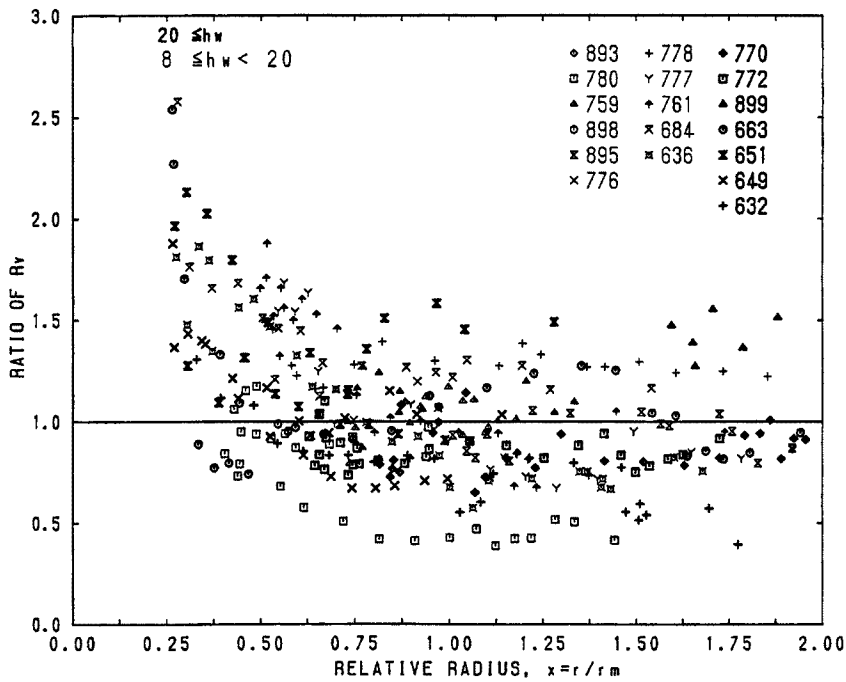


Fig. 6. Change of R_v/R_{v0} with x .

3. 種子島を通過したレイnbバンドの解析

上陸の約1日前、台風が中心が種子島南方海上にあった18日21時には、中心気圧は920 mbであった。伊勢湾台風がこの緯度にあったときの中心気圧は925 mbであったので、本土接近時としては、伊勢湾台風に匹敵する強い勢力を維持していた。このころの種子島レーダー画像においては、Fig. 7(a)~(f)に示すように、直径90 kmの明確な眼とそれを取り囲み、また外へ伸びていっているレイnbバンドがとらえられた。中心の北方140 kmにある外へ向かって伸びていっているレイnbバンドは、種子島を通過し、降水をもたらした。

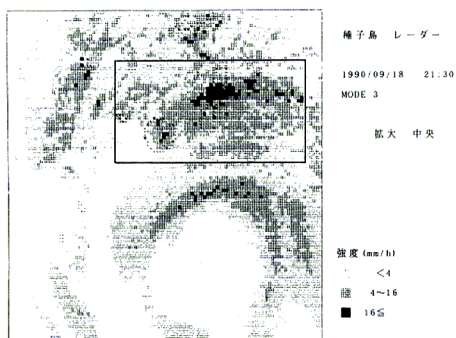


Fig. 7(a). A distribution of echoes on the Tanegashima Radar Display at 21:30 JST, Sept. 18, 1990. Cross-correlation is computed in the rectangular region enclosed by slid lines.

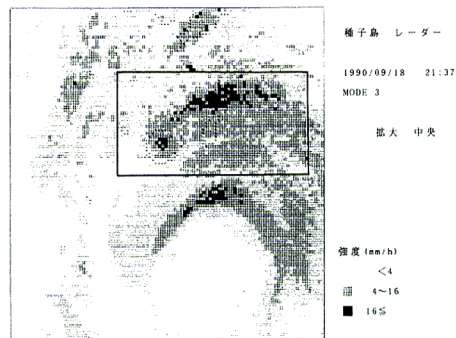


Fig. 7(b). Same as Fig. 7(a), except for 21:37.

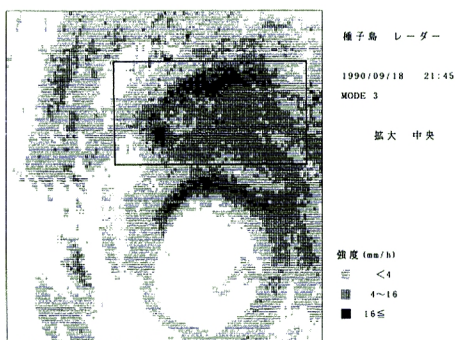


Fig. 7(c). Same as Fig. 7(a), except for 21:45.

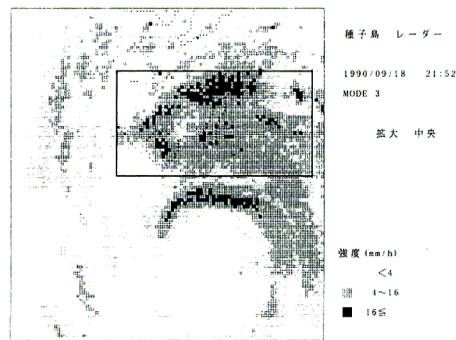


Fig. 7(d). Same as Fig. 7(a), except for 21:52.

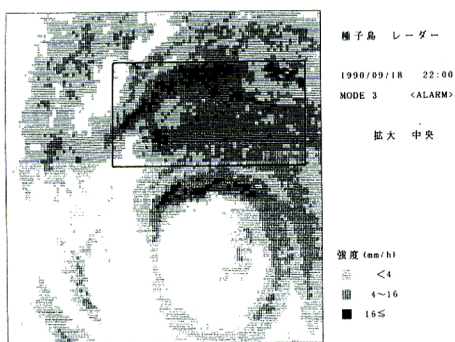


Fig. 7(e). Same as Fig. 7(a), except for 22:00.

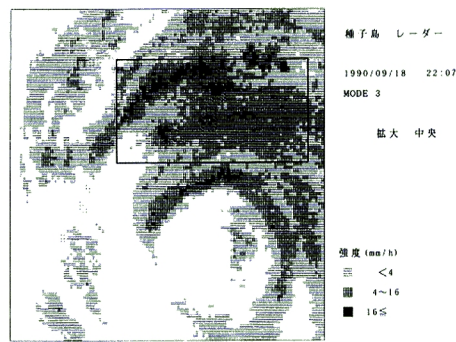


Fig. 7(f). Same as Fig. 7(a), except for 22:07.

このレインバンドは、眼の壁を形成しているレインバンドへ向かってらせん状に長く伸びている。レインバンドの形状を対数らせんであると仮定して、21時45分のレーダー画像から種子島付近のこのらせんの傾角を求めると 12° である。Senn and Hiser¹²⁾によるハリケーンについて調査では、約400例の傾角の平均値が 17° であり、これよりもやや小さい。

次に、このレインバンド内の種子島を通過した強いエコーの移動について調べた。パターンの移動を客観的に求める方法の一つとして、2つの時刻のパターンを相対的にずらせていき、cross-correlation を求めて、

これが最大となる方向と距離として決定する方法がある¹³⁾。ここでは、この方法により、エコーの移動を決定することにした。

解析の対象とした領域は、Fig. 7(a)~(f)に示したように、種子島を中心とした東西150 km (61メッシュ)、南北75 km (31メッシュ)の領域である。ただし、屋久島に存在しているエコーは停滞性であるので、これは除外した。

弱いエコーは、7~8分間のうちにも、発生、消滅により変化が激しく、相対的な位置関係がはっきりしない。そこで、1時間あたり16 mm以上の雨量強度に相当する比較的強いエコーを対象した。

cross-correlationは、次の式で求められる。時刻 t における座標 (i, j) におけるエコー強度を $m(i, j, t)$ 、時刻 $t + \Delta t$ における座標 (i, j) におけるエコー強度を $m(i, j, t + \Delta t)$ とすると、時刻 $t + \Delta t$ における分布を x 方向に Δi 、 y 方向に Δj 移動させた場合のcross-correlation $C(\Delta i, \Delta j)$ は、

$$C(\Delta i, \Delta j) = \frac{\sum \sum \{m(i + \Delta i, j + \Delta j, t + \Delta t) - \bar{m}(t + \Delta t)\}}{\sqrt{\sum \sum \{m(i + \Delta i, j + \Delta j, t + \Delta t) - \bar{m}(t + \Delta t)\}^2}} \cdot \frac{\{m(i, j, t) - \bar{m}(t)\}}{\sqrt{\sum \sum \{m(i, j, t) - \bar{m}(t)\}^2}}$$

と表される。

この式により求めたcross-correlationを、Table 1に示す。たとえば、(c)の21時45分から21時52分までの移動については、西へ3メッシュ(7.5 km)、北へ1メッシュ(2.5 km)動いたとした場合がcross-correlationは0.437で最大となる。したがって、エコーは、この7分間に西へ7.5 km、北へ2.5 km移動したことになる。

同様に、各時間帯でcross-correlationが最大となる位置としてエコーの移動を求めていって、21時15分から22時07分までのエコーパターンの移動経路を決定し、Fig. 8に示す。エコーの移動は、平均して 43 kmh^{-1} で北西に進んでいる。一方、台風の本心は 22 kmh^{-1} で北北東に進んでいる。したがって、中心に対して相対的なエコーの動きは、反時計回りにやや外に向かって 43 kmh^{-1} で移動していることになる。

レインバンドの走向に垂直なエコーの移動速度の成分は、700 mb面の風のこの方向の成分とほぼ一致すると言われている¹⁴⁾。21時の鹿児島の高層気象観測によると、700 mb面の風向 105° 、風速は 25 ms^{-1} であり、レインバンドの走向はほぼ東西方向であるので、南北方向の成分は 6.5 ms^{-1} である。この方向のエコーの移動成分を21時15分から22時07分までの移動距離から求めると 9.5 ms^{-1} となり、700 mbの風速の成

Table 1(a). Cross-correlation between echo patterns at 21:30 and 21:37 JST. Δi and Δj indicate number of westward and northward moved meshes at 21:37 JST

Δj	Δi									
	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
9	-0.074	-0.059	-0.044	-0.043	-0.042	-0.041	-0.012	-0.025	-0.024	-0.009
8	-0.064	-0.050	-0.048	-0.034	-0.033	-0.007	-0.043	-0.004	-0.003	0.010
7	-0.052	-0.063	-0.049	-0.048	-0.010	0.027	0.029	0.030	0.043	0.032
6	-0.039	-0.026	0.011	0.024	0.049	0.050	0.063	0.122	0.123	0.124
5	0.058	0.071	0.025	0.062	0.122	0.123	0.124	0.207	0.219	0.197
4	0.059	0.119	0.132	0.110	0.169	0.182	0.241	0.276	0.358	0.345
3	0.132	0.180	0.251	0.275	0.264	0.311	0.382	0.382	0.394	0.416
2	0.239	0.263	0.345	0.358	0.335	0.359	0.383	0.430	0.442	0.417
1	0.275	0.323	0.358	0.371	0.418	0.407	0.384	0.362	0.397	0.406
0	0.300	0.312	0.360	0.395	0.419	0.362	0.328	0.305	0.283	0.316

Table 1(b). Same as Fig. 8(a), except for 21:37 and 21:45 JST

Δj	Δi									
	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
9	-0.069	-0.067	-0.051	-0.065	-0.063	-0.062	-0.061	-0.045	-0.029	-0.058
8	-0.038	-0.049	-0.061	-0.059	-0.045	-0.031	-0.030	-0.041	-0.040	-0.014
7	-0.061	-0.059	-0.024	-0.022	0.013	0.003	-0.018	-0.017	-0.016	0.019
6	-0.085	-0.031	0.003	0.025	0.027	0.060	0.061	0.073	0.063	0.065
5	0.039	0.031	0.053	0.064	0.076	0.128	0.160	0.171	0.162	0.204
4	0.104	0.155	0.127	0.128	0.189	0.239	0.270	0.271	0.301	0.302
3	0.135	0.176	0.216	0.237	0.199	0.298	0.367	0.397	0.408	0.438
2	0.256	0.257	0.297	0.366	0.328	0.378	0.427	0.447	0.468	0.449
1	0.314	0.344	0.345	0.414	0.395	0.416	0.387	0.465	0.427	0.466
0	0.355	0.395	0.337	0.367	0.387	0.398	0.389	0.399	0.409	0.458

Table 1(c). Same as Fig. 8(a), except for 21:45 and 21:52 JST

Δj	Δi									
	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
9	-0.067	-0.050	-0.049	-0.032	-0.047	-0.016	-0.017	0.014	0.030	0.046
8	-0.063	-0.074	-0.060	-0.071	-0.057	-0.031	-0.006	0.008	0.047	0.023
7	-0.050	-0.060	-0.081	-0.045	-0.044	0.001	0.033	0.056	0.057	0.037
6	-0.026	-0.044	-0.042	0.028	-0.010	0.076	0.065	0.057	0.096	0.125
5	-0.006	-0.022	0.053	0.055	0.073	0.099	0.132	0.134	0.144	0.162
4	0.046	0.091	0.084	0.155	0.137	0.186	0.191	0.176	0.218	0.228
3	0.126	0.169	0.196	0.214	0.221	0.251	0.263	0.264	0.322	0.315
2	0.162	0.244	0.238	0.304	0.326	0.330	0.365	0.405	0.343	0.360
1	0.229	0.223	0.272	0.338	0.376	0.372	0.437	0.360	0.423	0.377
0	0.244	0.286	0.311	0.328	0.350	0.409	0.403	0.388	0.397	0.382

Table 1(d). Same as Fig. 8(a), except for 21:52 and 22:00 JST

Δj	Δi									
	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
9	-0.059	-0.060	-0.071	-0.036	-0.036	-0.035	-0.012	0.001	-0.032	-0.020
8	-0.076	-0.086	-0.055	-0.054	-0.002	0.009	-0.030	-0.009	-0.028	0.002
7	-0.031	-0.022	-0.003	0.036	0.017	0.055	0.038	0.002	0.039	0.011
6	-0.021	0.004	0.038	0.056	0.039	0.048	0.074	0.076	0.100	0.067
5	0.030	0.061	0.092	0.085	0.092	0.100	0.132	0.118	0.125	0.140
4	0.079	0.130	0.137	0.210	0.195	0.180	0.173	0.218	0.245	0.286
3	0.135	0.154	0.196	0.223	0.222	0.229	0.215	0.265	0.283	0.282
2	0.183	0.180	0.200	0.220	0.219	0.252	0.259	0.307	0.285	0.323
1	0.228	0.191	0.230	0.243	0.209	0.261	0.301	0.269	0.312	0.304
0	0.237	0.234	0.253	0.272	0.231	0.269	0.270	0.251	0.249	0.255

Table 1(e). Same as Fig. 8(a), except for 22:00 and 22:07 JST

A_j	Δi									
	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
9	-0.024	-0.015	0.017	0.015	-0.019	-0.020	-0.054	-0.064	-0.062	-0.018
8	-0.008	-0.018	0.001	-0.011	0.011	-0.012	-0.055	-0.044	-0.042	-0.030
7	0.019	0.005	-0.019	-0.009	0.012	0.000	-0.030	-0.029	-0.047	0.003
6	0.036	-0.007	0.028	0.009	-0.018	0.018	0.008	0.009	0.001	0.012
5	0.072	0.041	0.019	0.028	0.020	0.036	0.027	0.044	0.063	0.047
4	0.055	0.102	0.056	0.080	0.048	0.103	0.087	0.087	0.120	0.153
3	0.108	0.127	0.099	0.137	0.152	0.150	0.135	0.195	0.211	0.205
2	0.147	0.105	0.165	0.186	0.215	0.277	0.261	0.282	0.228	0.243
1	0.132	0.156	0.206	0.253	0.267	0.285	0.284	0.325	0.238	0.246
0	0.146	0.169	0.204	0.243	0.264	0.268	0.287	0.261	0.228	0.210

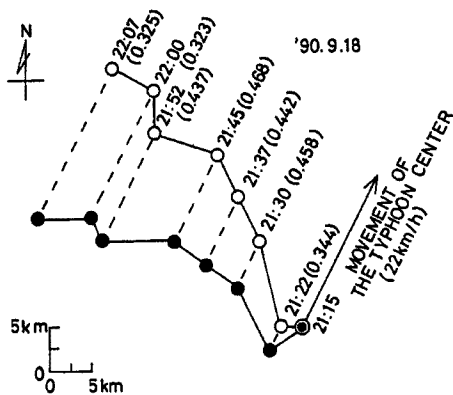


Fig. 8. Movement of radar echo pattern. An open circle indicates movement relative to the typhoon center.

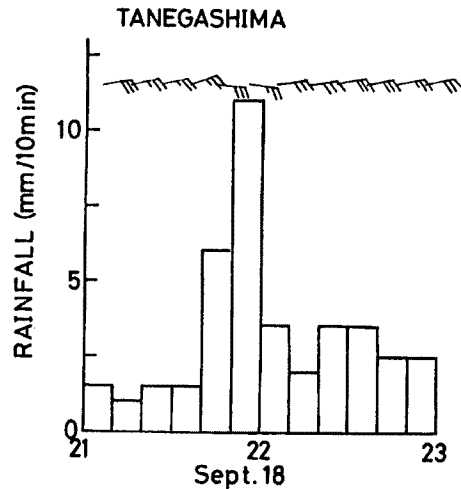


Fig. 9. Time change of surface wind and 10 minute rainfall at the Tanegashima Weather Station.

分より大きい。これは、鹿児島が種子島より 100 km 程度北北西に離れていることにより、700 mb 面の風が弱いことによるものと考えられる。

この強い帯状エコーを伴ったレインバンドは、種子島を南から北に向かって通過した。この時間帯の種子島測候所における10分間降水量と10分おきの地表風の記録を Fig. 9 に示す。降水量は21時40分から22時10分までの30分間に 21.5 mm が記録された。とくに、21時50分から22時00分までの10分間に 12.0 mm の激しい降水があった。風向は、レインバンド通過前後は東北東であったのが、通過時にはほぼ東でレインバンドの走向方向に変化している。一方、風速の変化はほとんどみられない。この風向の変化は、気流の水平収束および水平発散によるものである。この時間帯のレーダー画像によると、種子島を通過した帯状エコーはほぼ東西に広がっている。そこで、21時37分から22時07分までの cross-correlation で求めた帯状エコーの移動から、この帯状エコーに垂直な移動の成分を求めると、 30 kmh^{-1} (8.3 ms^{-1}) となる。帯状エコーに対して垂直方向よりも走向方向には風の変化は小さいと考えられるので、風は帯状エコーの走向方向には一様であ

ると仮定して、気流の水平方向の収束・発散の分布を求めた。

帯状エコーの進行速度を用いて、風の時間変化を帯状エコーの走向方向に垂直な方向の空間分布に変換し、帯状エコーの走向方向の風の分布は一様であるとして、気流の水平発散を求めた。レインバンドの前部では $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ の強い水平収束、後部では $6.9 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の水平発散となっている。レインバンドの前部で水平収束、後部で水平発散という特徴は、他の台風の解析においてもみられたものである^{14),15),16)}。

4. お わ り に

気圧の観測値を時空間変換することにより、観測資料の不足を補って台風の気圧場の客観解析を行う方法は、今後ほかの台風にも適用してみる。その結果得られた気圧分布とバランスする傾度風速を求め、実測地表風速と比較することにより、地表風速に及ぼす地形の影響ならびに中心付近の風速分布の特徴を明らかにすることが出来る。

また、ここで調べた R_0/R_{00} の値の分布は、地表風速に対する地形の効果を除去した台風域内の風速分布に相当するものと考えられ、今後、台風の解析例を増やし、その結果をまとめて、台風の中心付近の地表風の分布の特徴を明らかにするのに利用出来る。

さらに、発達した台風域内のレインバンドについては、地形の影響も少なく、レインバンドそのものの構造の解析には貴重な資料であるので、今後詳しく解析する予定である。

最後に、本研究を進めるに当たって、気象観測資料を提供していただいた気象官署および自衛隊諸施設に對して、深く感謝の意を表します。

なお、本研究は、平成2～4年度文部省科学研究費重点領域計画研究『高潮の氾濫による社会基盤施設の破壊と被害予測法に関する研究』（研究代表者服部昌太郎中央大学教授）の成果の一部である。

参 考 文 献

- 1) Schloemer, R. W.: Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okeechobee, Florida, Hydrometeorological Report, No. 31, 1954, pp. 1-49.
- 2) Mitsuta, Y. T. Fujii and K. Kawahira: Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands. Natural Disaster Science, 1979, 3-19.
- 3) Mitsuta, Y. and T. Fujii: Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands (II). Natural Disaster Science, 8, 1986, pp. 19-28.
- 4) 名合宏之（編）：1990年19号台風による風水害の調査研究。文部省科学研究費突発災害調査研究成果，No. B-3, 1991, 148pp.
- 5) 藤井 健・劉 迎：台風9019号の地表風と地形との間の統計的關係について，京都産業大学論集，自然科学系列，第21巻，1992，印刷中。
- 6) Holmboe, J., G. E. Forsythe and W. Gustin: Dynamic meteorology. John Wiley and Sons. Inc., 1945, pp. 207-209.
- 7) 藤井 健・光田 寧：台風域内の強風と地形との間の統計的關係について，京都大学防災研究所年報，第30号，B-1, 1987, pp. 279-285.
- 8) Gray, W.M. and D.J. Shea : The hurricane's inner core region. II. Thermal stability and dynamic characteristics. J. Atmos. Sci., Vol. 30, 1973, pp. 1565-1576.
- 9) 光田 寧・文字信貴・塚本 修・浅井東洋：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，京都大学防災研究所年報，第21号 B, 1978, pp. 495-522.
- 10) 山元龍三郎・光田 寧・文字信貴・塚本 修・末延龍雄：沖永良部島を襲った台風9号（7709）の気象学的特性について．京都大学防災研究所年報，第21号 B, 1978, pp. 417-425.

- 11) Mitsuta, Y., T. Suenobu and T. Fujii: Super-gradient surface wind in the eye of a typhoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 66, 1988, pp. 505-508.
- 12) Senn, H. V., and H. W. Hiser: The mean motion of radar echoes in the complete hurricanes. *Proc. 8th Weather Radar Conf.*, 1960, pp. 427-434.
- 13) 二宮洗三・秋山孝子：豪雨監視のためのレーダーおよび雨量計観測網に基づく雨量分布と雨域移動の客観解析. *天気*, 第26巻, 第1号, 1979, pp. 19-26.
- 14) 小平信彦・立平良三：気象レーダーの利用. *気象研究ノート*, 第112号, 1972, pp. 57-128.
- 15) 光田 寧・藤井 健・末延達雄：北九州地方を襲った台風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, 1979, pp. 407-418.
- 16) 中島暢太郎・光田 寧・後町幸男・田中正明, 藤井 健・文字信貴：台風7916号について, *京都大学防災研究所年報*, 第23号B-2, 1980, pp. 87-111.