

改良された標準計画台風

光田 寧・藤井 健・文字 信貴
川平 浩二・塚本 修

IMPROVED STANDARD PROJECT TYPHOON

By *Yasushi MITSUTA, Takeshi FUJII, Nobutaka MONJI,*
Koji KAWAHIRA and Osamu TSUKAMOTO

Synopsis

This study is to improve the Standard Project Typhoon proposed by Y. Mitsuta for the purpose of constructing the typhoon model for practical applications to prevention of typhoon disasters in Japan. For 38 severe typhoons attacking the Japanese Islands during the period from 1951 to 1970, the pressure fields are objectively analyzed, fitting to the Schloemer's equation, and the position of pressure center and the parameters of pressure field are estimated. The results are summarized and the new Standard Project Typhoon is synthesized. The method to obtain surface wind distribution of the Standard Project Typhoon is also proposed and two examples of comparisons of estimated friction free winds with the observed surface winds are described.

1. 序

伊勢湾台風や第二室戸台風という最大級の台風が相次いで日本本土を襲って以来20年近くの年月が経ったのであるが、最近では顕著な台風の本土上陸が見られない。この間に海岸線や河川の改修が進んだこともあって、大規模な破壊をとまなうような台風災害は次第に減少しつつあるかのようである。しかし、一方では社会活動の複雑化に伴って都市およびその近郊においては新しい型の災害が発生するようになりつつある。したがって、将来、最大級の台風が来襲した場合、これまでの経験では予測のつかなかったような新しい型の大規模な災害が発生する危険性がある。そこで、台風によって発現する可能性のある異常気象環境として事前に考えておかねばならない条件を合理的に予想し、台風による災害を最小限度に防止するための対策を確立する方法について考える必要性がますます増大しつつあるといえる。

2. 標準計画台風

台風に対する災害防止対策を立てるさいに、従来は問題とする場所において、過去に台風通過によって実際に観測された気象条件の最大値、またはその統計的予測値を用いることが一般に行われてきた。しかし、わが国における気象観測の歴史は比較的に短い上に、台風の来襲頻度は1年に1～2回程度と低く、また一回の台風通過による強風域も幅数十 km 程度の範囲内にすぎないのであるから、個々の地点における台風の経験は数少ないものである。したがって、そのような頻度の低い現象について、ある一地点の最大値あるいは統計的予測値を考えるということは不確実性が大きく信頼性に乏しい。そこで、より一層統計的にも意味ある結果を得るためにある広い地域を考えて、その領域を通過した台風の総数について統計をとり、代表的な台風のモデルを作成し、そのモデルを仮想的な経路にそって進行させることによって、問題とする場所で考えるべき被害台風にとまなう気象環境を合成することを可能としようという考えから作成されたものが標準計画台風である。

このような災害の原因となる気象現象について、そのモデルを作成し、これを防災対策に利用するという方法は、米国において Standard Project Hurricane¹⁾ として防災対策や訓練などに用いられているものであり、わが国では第二室戸台風の直後に故滑川忠夫博士がモデル台風と呼ばれるもの²⁾を最初に提案している。ここで述べる標準計画台風とはこのモデル台風の考えを著者らが発展させたもので、過去に日本本土に上陸した台風について客観解析を行い、その結果を統計処理することによって作成されたイメージを台風のモデルとして用いるという点において異なっている。

この標準計画台風は1965年に著者の一人が最初に提案したが^{3),4)}、その時には台風の性質に関する解析が十分に行えなかったこともあって台風のの上陸時の中心気圧に関する部分にのみ重点がおかれていた。このようなモデルでは利用上にも問題が多く限度があるので、台風の気圧分布の客観解析をやりをおすことによってより一層確実な根拠のあるものに改良することが計画され、数年来作業を進めてきたが^{5),6),7)}、本論文は現在までに得られた結果を整理して実用的に利用できる形に表現しようとする試みである。

なお、客観解析の手法上の制限から、台風域内に密に観測資料の得られる本土上陸後のみについてしか今回の解析は行い得ていない。観測点が粗にしか存在していない南西諸島については別な解析手法を開発して今後解析を進めていく予定である。

3. 気圧場の客観解析

今回利用した台風の資料は1951年から1970年までの20年間に日本本土に上陸した台風のうちに、上陸時の中心気圧が980mb以下であった38個の台風に関するものであり、上陸時より中心が陸上に存在する間において、中心気圧が985mb以上に達するまでの期間について、中心の経路から200kmの範囲内にある気象官署での毎正時の観測資料を収集し、パンチカード化して電子計算機によって処理をした。

解析の方法については先きに藤井⁸⁾が詳しく説明しているが、要約すれば、まず等圧線が同心円状に分布しているという単純な気圧の分布型を想定して、同一時刻の各地点の海面気圧の値を用いて最小二乗法により中心の位置、および中心からの距離に対する気圧の分布を決定するという方法が取られた。台風域内の気圧分布を一般に表現するための分布型をこれらの資料から作成することも考えたが、中心付近の資料は予想外に少ないものであり、新しい関数型を求めるという作業を行うには不十分であった。そこで、これまでに熱帯低気圧に対して提案されているいくつかの気圧分布式を選び、各々の式について適合性を調べ、適合度を比較して最も適している式を採用するという方法をとった。予備的な調査によって、パラメーターの数ができるだけ少なく、かつ現実の気圧分布によく適合するものとして Bjerknes⁹⁾、Fujita¹⁰⁾、および Schloemer¹¹⁾によって提案された3つの式が選ばれた。これらの式は、いずれも、中心気圧 P_c または周辺気圧 p_∞ 、台風の中心気圧の低下量(周辺気圧－中心気圧) $\Delta P (=p_\infty - p_c)$ 、および最大旋衡風速半径によって一意的に決定される定数 r_m の3個のパラメーターによって決定され、次の形に書ける。

$$p = m \Delta p + p_c \dots\dots\dots (1)$$

ただし、 $x = r/r_m$ (r は中心からの距離) とおくと、 m は x の関数で、各式において次のようになる。

$$\text{Bjerknes} : m = \frac{x^2}{1+x^2}, \text{ 最大旋衡風速半径} = r_m$$

$$\text{Fujita} : m = 1 - \frac{1}{\sqrt{1+x^2}}, \text{ 最大旋衡風速半径} = \sqrt{2} r_m$$

$$\text{Schloemer} : m = e^{-1/x}, \text{ 最大旋衡風速半径} = r_m$$

実際の計算においては中心から離れた地点の資料が多く存在することになり、単純な最小二乗法では中心に近い地点の値が相対的に軽視されることになる。よって、中心からの距離に反比例するよう重みをつけて、最小二乗法により中心の位置と3個のパラメーターを決定するための計算を実行した。また、山岳官署の資料は用いなかった。

解析の結果については以前に発表した^{5),6)}が、上記の3式による結果の間には顕著な差は認められなかつ

た。すなわち、中心の位置の差は数 km 以内、中心気圧は数 mb 以内の差であり、適合させた分布からの各地点の実測値の差の標準偏差は、平均すると Bjerknes の式では 1.16mb, Fujita の式では 1.12mb, Schloemer の式では 1.15 mb となり、これにも大きな差はなかった。ただこの計算において、周辺気圧は中心気圧と中心気圧低下量の和であり解析の結果として求められるものであるが、中心から 200km 以内の資料で気圧分布を適合させ、その外側への外挿の極限值として得られるこの周辺気圧を比較してみると、Bjerknes の式を用いた場合には他の 2 式に比べて 10mb 程度も低くなっていて、実際に天気図からも予測される値とは異なっていた。すなわち、理論的には根拠もあり、もっとも理想に近いと思われる Bjerknes の式を用いたのでは実際の台風の全体的な気圧分布を表現するには必ずしも適当でないといえる。後 2 式については、いずれもが経験的に選ばれたものであるということもあって優劣はつけがたかった。しかし、気圧分布に対応する風速の分布について計算を行ったところ、その特徴はどちらかといえば Schloemer の式の方が台風の風速分布の特徴をよく表現していた⁶⁾。これは Schloemer の式が数多くの hurricane について気圧のみでなく、風の実測値をも利用して種々の実験式の適合性を調べたうえで選ばれたものであるということと考えると当然のことであるかもしれない。その分布式が台風についてもよい適合性を示したということについては興味があることであり、われわれは Schloemer の式を台風域内の気圧分布を表わす式として採用することにした。

4. 本土上陸時における台風気圧場の特性

上述のように、正時ごとに台風の中心から 200 km 以内にある気象官署の海面気圧の観測資料に Schloemer の気圧分布式を適合させて得られた解析結果⁶⁾から、台風の中心が本土に上陸した時の気圧場の特性について整理した結果は次のようなものである。

観測に基づいた解析結果は 1 時間ごとの毎正時のものについて得られているだけであるので、台風の中心が本土に上陸した時刻としては、Fig. 1 に破線で示したように、一部を平滑化した海岸線に最も近い位置に中心がある時刻と定義する。また、Fig. 1 に示すように、太平洋岸、東シナ海沿岸を A (南西諸島を除く九州地方)、B (四国地方、近畿地方および三重県)、および C (三重県を除く東海地方および関東地方) の 3 地域に分け、これらの 3 地域に上陸した台風をそれぞれグループに分類し、統計をとることとする。

気圧分布の解析の対象とした台風は 38 個であったが、解析結果ではそのうち 4 個 (6011 号, 6213 号, 6619 号, および 6816 号) は上陸時の中心気圧が 980 mb 以上に達していて、最初に調査を開始したときの条件を満たしていないので以下の統計の対象から除くことにする。さらに、6517 号については解析により得られた結果が他の台風とは著しく異なっていて、最大旋衡風速半径 r_m の値が 10km 以下になり、中心気圧が不合理な解に収束してしまう。このことは、この台風だけが他の台風とは相異なった気圧分布の型をもっていて、Schloemer の式による気圧分布の近似が適当でないことを示している。このことは重要な問題であり、台風を画一的に論ずることの限界を示すものとして注意をしなければならぬ。この台風については別に詳細な解析を行い、その特徴を調べることとし、ここでは例外的な台風として以下の統計には加えないことにする。したがって、台風の気圧場の特性のための統計の標本とするのは 33 個の台風についてであり、これを地域別に分類すると、A, B 両地域では 13 個ずつ、C 地域では 7 個となる。

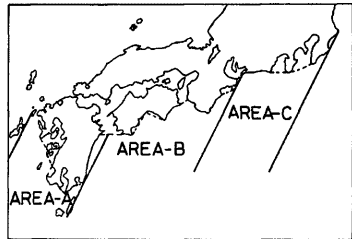


Fig. 1. Smoothing out of the West and South coast lines of Japanese Islands, and division into three areas. The broken line represents smoothed coast lines.

4.1 中心気圧の低下量の再現期間

各地域に上陸する台風の、上陸時の中心気圧低下量、 Δp の発現頻度を求めるために、各年ごとの Δp の最大値を標本とし、これを大きい値から順に並べ、年最大値の順位 m 番目の値に対応する非超過確率 p_r を、Hazen¹²⁾ によって提案された

$$p_r = \frac{m - 0.5}{n} \quad \dots\dots\dots (2)$$

という関係式で計算することにする。ここで、 n は観測総年数である。この確率を用いると、 Δp が m 番目の値より大きい値が出現する確率に対応する再現期間 T は $T = 1/p_r$ という関係から求められる。しかし、3 地域の分割の仕方には任意性があり、その広がりも異なるので、各地域に上陸する確率といっても比較が困難であり、実用的でもない。そこで、台風の平均の進行方向である北より 24° 東の方向に見込む幅を考え (Fig. 1 参照)、各地域ごとにこの幅 100 km につき台風の中心が上陸する確率に換算して表現することにする。このようにして求められた台風の上陸時の中心気圧低下量の再現期間は Fig. 2 のようになる。この図にお

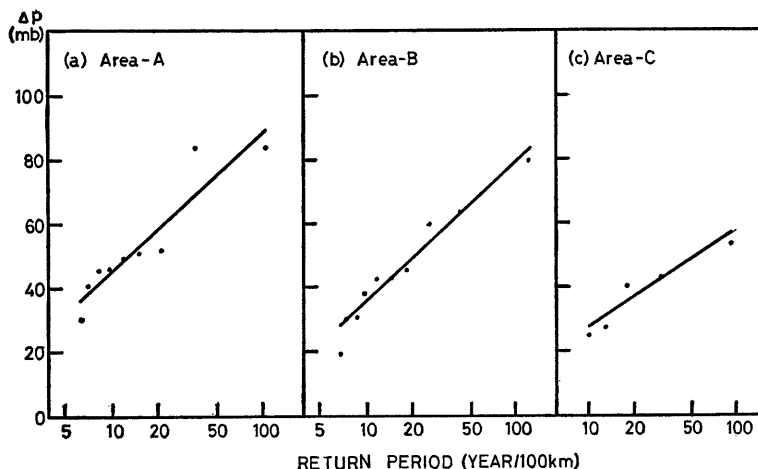


Fig. 2. Return period of central pressure depth of typhoon at the time of landing.
(a) for Area-A (Kyushu District excluding the Nansei Islands), (b) for Area-B (Shikoku and Kinki Districts including Mie Prefecture), (c) for Area-C (Tokai and Kanto Districts excluding Mie Prefecture).

いて、横軸は二重指数目盛でとってあるが、確率の分布が図中に示した直線でほぼ近似できるとすると、各地域において台風上陸時の Δp についての幅 100 km あたりの再現期間は次のようになる。再現期間 100 年に対して上陸時の Δp は、A 地域では 89 mb, B 地域では 79 mb, さらに C 地域では 57 mb となり、50 年に対して、それぞれ、76, 66, および 48 mb となる。なお、この統計における地域区分は台風の中心の位置が上陸する場所についてであって、地域の境界付近に上陸したり、あるいは上陸後隣りの地域に進んだりして、隣りの地域が暴風圏に入ることは十分に考えられることであり、 Δp の期待値を大きくとらねばならない場合もあることは注意を要するのである。たとえば、名古屋市 (C 地域) を中心に甚大な被害をもたらした伊勢湾台風是和歌山県に上陸していて、ここで用いた方法では B 地域に上陸した台風として取り扱われている。

4.2 上陸時の進行方向と進行速度

台風の本土上陸前の進行方向および進行速度について、前に定義した上陸時刻の中心の位置から1時間後の中心の位置までの移動によって調べた。それを統計的にまとめると次のようになる。

進行方向については、進行していく向きにより16方位に分類すると、その頻度分布はFig. 3のようになる。北北東と北東の向きが最も頻度が高く、それぞれ11個ずつの台風が含まれていて、この2方位で台風の総数の2/3を占めている。また、西向きの成分をもった台風は4個にすぎない。進行方向を北向きから時計まわりに測った角度で表わすと、統計結果はTable 1の上段に示すようになる。地域別では、B地域に上陸した台風が最も北寄り、C地域に上陸した台風が最も東寄りに進行している。平均的な台風の進路が太平洋の西縁にそった放物線状をなしていることと関係があるものと考えられるが、A地域に上陸した台風の平均的進行方向がB地域のものよりも東寄りとなっているのは東シナ海から東北東または北東方向に進み九州の西岸に上陸する台風が含まれていることによるであろう。

上陸時の中心気圧が960mb未満の台風（以後「強い台風」と呼ぶ）は10個あり、その上陸時における進行方向について平均の方向は、全台風についての平均とほとんど変わらないが、ばらつきは小さくなる。その方位別の頻度分布はFig. 3に影をつけて示してある。

一方、上陸時の進行速度についての頻度分布はFig. 4のようになる。最頻値は20~30 km/hrの範囲にあり、度数は全体の1/3に近い。分布の型は風速分布の統計に見られるようなひずんだ分布をしている。この図においても強い台風の度数は影をつけて示してあるが、全体に比べて顕著な差はない。最も速い台風は5415号（洞爺丸台風）で、97 km/hrもの速度を示している。全体の平均値は42 km/hrであり、強い台風のみに限るとの平均は39 km/hrである。

地域別の進行速度についてはTable 1の中段に示してあるが、平均値ではA地域 35 km/hr、B地域 43 km/hr、およびC地域 52 km/hrであり、東に移るにしたがって速くなっており、平均値で20 km/hrに近い差になっていることは注目に値する。

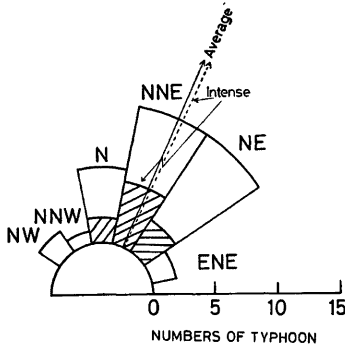


Fig. 3. Frequency distribution of direction of movement at the time of typhoon landing. Hatched columns represent the frequencies of "Intense typhoons", whose central pressures are below 960 mb.

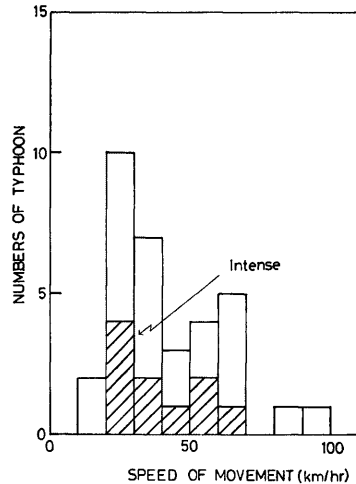


Fig. 4. Frequency distribution of speed of movement at the time of typhoon landing. Hatched columns represent frequencies of "Intense typhoons", defined in Fig. 3.

Table 1. Summary of direction and speed of movement, and radius of maximum cyclostrophic wind speed at the time of landing. Direction of movement is measured clockwise from the northern direction.

	All typhoons	Intense typhoons	Area-A	Area-B	Area-C
number of typhoons	33	10	13	13	10
direction of movement					
mean (deg)	24	25	26	15	35
median (deg)	25	26	25	16	34
standard deviation (deg)	23	16	22	24	14
speed of movement					
mean (km/hr)	42	39	35	43	52
median (km/hr)	34	31	27	42	58
standard deviation (km/hr)	20	15	22	17	14
radius of maximum cyclostrophic wind speed					
mean (km)	82	73	78	83	89
median (km)	78	78	88	73	94
standard deviation (km)	32	31	33	28	33

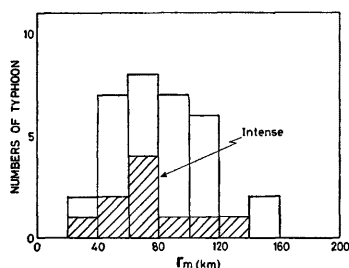


Fig. 5. Frequency distribution of radius of maximum cyclostrophic wind at the time of landing. Hatched columns represent frequencies of "Intense typhoons", defined in Fig. 3.

4.3 最大旋衡風速半径

われわれが採用した台風の気圧分布を表わす式(1)においては、旋衡風速が最大となる半径 r_m がパラメーターの一つとして入っていて、台風の幾何学的大きさを示す測度となっている。この r_m の値は台風について保存される量であるという考えもあるが、今回の解析では各時刻ごとに独立にパラメーターを決定する方法を採っている。そこで、上陸時の最大旋衡風速 r_m の統計をとり、その頻度分布を作成すると、Fig. 5 のようになる。全体についての平均値は 82 km であり、強い台風については 73 km となり、少し小さくなっている。

また、地域ごとの平均値は Table 1 の下段に示してあるが、A 地域 78 km, B 地域 83 km, および C 地域 89 km となり 東に移るにつれて少しずつ大きくなっている。とくに、40 km 以下という小さい値をもつ台風は A 地域においてのみ見られる。

5. 上陸後の台風の気圧場の変質

台風は日本本土上陸後、5415号(洞爺丸台風)のような例外を除いて、次第に減衰していく。よって、台風モデルを内陸の土地において適用させるためには、前章で述べた上陸時の台風の気圧場が、内陸へ進むにつれていかに変化していくかを明らかにしなければならない。そのなかで、とくに重要なのは、中心気圧の低下量の減少の割合と最大旋衡風速半径の変化の程度である。

5.1 中心気圧の低下量の減少

上陸後の台風の減衰にともなう中心気圧の低下量, Δp の減少の程度については, 上陸時の Δp の値に対する比の減少の割合として調べることができる。上陸 t 時間後の中心気圧低下量を $(\Delta p)_t$ とすると, Δp の上陸時の値に対する比 $\gamma = (\Delta p)_t / (\Delta p)_0$ は, 上陸後の経過時間ごとに平均すると, Fig. 6 に破線で示すようになる。この図において, 上図には上陸時の統計の対象とした33個の台風について, 中図には上陸時の中心気圧が 960 mb 未満の強い台風について, さらに下図には上陸時の中心気圧が 960 mb 以上の弱い台風について平均した γ の値の時間的変化を图示してある。この図によると, γ は時間, t とともに, ほぼ指数的に減少していて,

$$\gamma = e^{-kt} \dots \dots \dots (3)$$

という指数関数で近似することができる。この式において, k は γ の減少の割合を表わす定数であり, 上陸後 5 時間までを最小二乗法によりこの式で近似し, 実線で示してある。このように, γ が時間とともに指数的に減少していくということは, 中心気圧の上昇率についての Matano⁽¹³⁾ の調査とも一致していて, 妥当な近似の方法であると考えられる。上陸後 5 時間までの間で, k の値は, 全台風については 0.064 hr^{-1} , 強い台風については 0.082 hr^{-1} , 弱い台風については 0.053 hr^{-1} となり, 弱い台風よりも強い台風の方が Δp の減少の割合は大きい。たとえば, 上陸後 3 時間においては, 強い台風の Δp は上陸時の 0.78 倍, 弱い台風では

0.85 倍に減少している。

なお, 統計の対象とした33個の台風のうち28個は上陸後10時間以内に中心気圧が 985 mb 以上に達するか, 日本海へ抜けてしまっている。よって, Fig. 6 において, 上陸11時間後以降の γ の変化は上陸後ほぼ東北東に進み, 日本列島を縦断した5個の台風(5405号, 5906号, 6414号, 6420号, 6909号)についての平均であり, これらの台風は上陸後21時間以上も陸上にあり, かつ中心気圧は

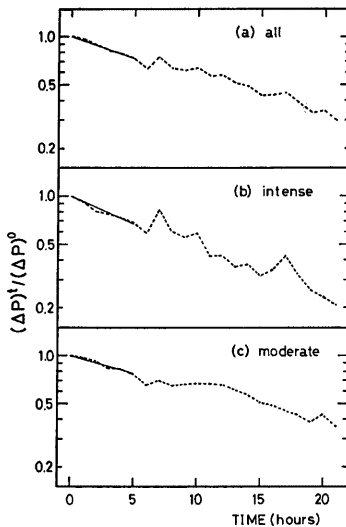


Fig. 6. Filling of central pressure depth, shown as the ratio of central pressure depth $(\Delta p)_t$ to that $(\Delta p)_0$ at the time of landing. (a) for all typhoons, (b) for intense typhoons, (c) for moderate typhoons.

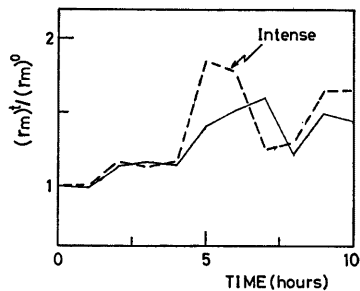


Fig. 7. Time changes of the radius of the maximum cyclostrophic wind speed. The solid line denotes that for all typhoons and the broken line for intense typhoons.

985 mb 未満に留まった。

また, ここでは統計の対象とした台風を上陸時の中心気圧のみで2分したが, 上陸地域によっても多少の差がみられ, A, B, C の順に少しずつ減衰が早くなっている。しかし, 資料数が少ないので, 今後1971年以

降の台風についての解析例を加えて地域差を調べ、さらに移動方向、移動速度などとの関係についても調べる予定である。

5.2 最大旋衡風速半径の時間変化

上陸後の最大旋衡風速半径 r_m の時間変化については、 Δp の場合と同様に、上陸時の r_m の値に対する比を上陸後の経過時間ごとの平均の時間変化として表わすと Fig. 7 のようになる。この図によると、上陸後、時間とともに r_m の値が次第に増加していく傾向はあるが、計算に用いた台風の個数が少ないこともあり、時間ごとの平均値はばらつきが大きく、この点についてはさらに詳細な調査が必要である。

6. 標準計画台風気圧場の合成

上述のようにして得られた過去に日本本土を襲った台風の客観解析の結果に基づいて、日本本土において被害台風として考えておかねばならないような規模の台風のモデル、すなわち標準計画台風を合成する。標準計画台風は解析結果の統計処理のさいに分類した3地域にその上陸地点を分けて考える。そして、同一地域内においては場所による頻度の相異は考えないで、どの場所にも同一の特性をもった台風が同じ頻度で上陸するものとする。ただし、このモデルを任意の地点に適用しようとする場合、他の地域の境界付近の場合には、隣りの地域に上陸する台風についても考慮に入れなければならないという問題はあるが、これは今後の課題とする。

台風の中心気圧低下量は再現期間をつけて示す。その他の性質については解析によって得られた台風の平均像をそのまま用い、変動の範囲が必要なきには、全数の四分偏差値に近い値をとる。このようにして得られた標準計画台風の上陸時の気圧場と上陸後5時間までの変化の割合をまとめて Table 2 に示す。なお、

Table 2. Summary of pressure field of the Standard Project Typhoon.

Area	A	B	C
District	Kyushu (excluding the Nansei Islands)	Shikoku and Kinki (including Mie Prefecture)	Tokai and Kanto (excluding Mie Prefecture)
elements at the time of landing			
central pressure depth, Δp (mb)			
return period 10 year/100 km	46	36	27
25 year/100 km	63	53	39
50 year/100 km	76	66	48
100 year/100 km	89	79	57
radius of maximum cyclostrophic wind, r_m (km)	80	80	90
direction of movement	NNE (N-NE)	NNE (N-NE)	NNE (NNE-NE)
speed of movement (km/hr)	35	45	50
elements at the filling stage after landing			
filling rate, k , of Δp (hr^{-1})		0.064	
ratio of Δp to that at the time of landing			
2.5 hours after landing		0.85	
5.0 hours after landing		0.73	
r_m		invariable	

周辺気圧は台風による風場を合成するのに関係がないので、ここでは問題にしないことにする。とくに、必要である場合は気候学的な平均値を用いる。また、上陸後の台風の中心気圧低下量の減少の割合は、式(3)によって見積り、 k の値としては上陸後5時間までは全台風についての平均 $k=0.064$ の値をとり、5

時間以後は資料の追加を待つて決定する。さらに、台風内の気圧分布は次の型とする。中心からの距離 r における気圧 p は、

$$p = p_c + \Delta p e^{-1/x} \dots \dots \dots (4)$$

とし、ここで、 p_c は中心気圧、 Δp は台風の中心の周囲からの気圧低下量（周辺気圧—中心気圧）、 $x = r/r_m$ で r_m は最大旋衡風速半径である。しかし、 p_c は平均気圧（周辺気圧）— Δp で求める。

このようにして合成された気圧場に対応する傾度風の分布の一例を Fig. 8 に実線で示す。この例は A 地域に上陸する再現期間 100 年の台風の上陸時のモデルであるが、 Δp は 89 mb、 r_m は 80 km として計算してある。さらに、この図には、次節で述べる Yoshizumi の理論¹⁴⁾ にしたがって、台風の移動（移動速度を 35 km/hr とする）を考慮した friction free wind の風速について、進行方向に対して直角に右方向と左方向の動径にそっての分布を破線と点線で示してある。右側では台風の進行のため傾度風速より強くなり、左側では弱くなる。friction free wind の最大となる半径は 70 km 付近で、 r_m の値より 10 km 程度小さくなっている。なお、実際に必要なのはこのような風ではなく、地表摩擦の効果を考慮に入れた風であるが、friction free wind から地表風への換算については、次章で述べるように、現在モデルを開発中である。

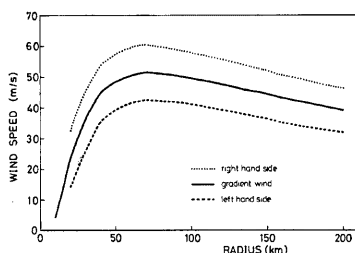


Fig. 8. An example of radial distribution of wind speed at the time of landing of the Standard Project Typhoon. This example is the one for return period of 100 year/100 km, in Area-A (central pressure depth being 89 mb and radius of maximum cyclostrophic wind being 80 km). Solid line denotes that for the gradient wind, and broken and dotted lines for the wind balanced to moving pressure pattern at the left and right hand sides, respectively.

7. 地表風の分析

この標準計画台風を実際に応用するには気圧場だけでは役に立たない場合が多く、風および雨の分布を求める必要がある。気圧分布から地表風の分布に換算する方法としては、ここでは直接に行うのではなく、まず気圧場に対応する地表摩擦を考えない風（friction free wind, 以下 FFW と略する）の分布を計算し、これを地表風に換算するという方法を探ることにする。

7.1 FFW (friction free wind) の計算法

気圧場から FFW を計算するには傾度風を考えるのが中緯度において一般に行われている方法であるが、台風の場合には中心が 10 m/sec あるいはそれ以上の速さで移動しているために、定常状態を仮定した傾度風を用いるのには問題がある。したがって、ここでは Yoshizumi¹⁴⁾ が用いた方法を採用することにする。

この方法は、台風の中心とともに移動する座標系を考えて、この座標系に相対的に気圧場と風場の場が定常的であると仮定して相対的な風速を求め、その風速と座標系すなわち台風中心の移動速度をベクトル的に加えたものとして FFW を求めるものである。

移動座標系に相対的な風速 V_s は

$$V_s = -\frac{f}{K_s} \left[\sqrt{\frac{1}{4} + \{(1+E)V_{gr} \cos \beta - |C| \cos (\beta + \theta)\} \frac{K_s}{f}} - \frac{1}{2} \right] \dots \dots \dots (5)$$

と表わされる。ただし、 f は Coriolis 因子、 V_{gr} は傾度風速、 C は座標系（台風中心）の移動速度、 K_s は流線の曲率であり、 (θ, r) は台風の中心を極とする極座標（偏角と動径）で、座標（台風中心）の移動方向を $\theta = 90^\circ$ とする。そのとき、

$$K_s = \frac{1 + A^2 - 2A \cos \theta + A^2 B \sin \theta}{r(1 + A^2 - 2A \cos \theta)^{3/2}} \dots \dots \dots (6)$$

と表わされ、ここで、

$$E = V_{gr}/fr, \quad S = \partial V_{gr}/fr, \\ A = |C|/(1+E)V_{gr}, \quad B = (1+2E)(S-E)/(1+E)E$$

であり、また、 β は、空気密度を ρ とすると、

$$\beta = \tan^{-1} \left(\frac{-\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - |C| \cos \theta}{|C| \sin \theta} \right) - 90^\circ \dots \dots \dots (7)$$

である。 V_s の計算のさい、気圧傾度は地表における気圧傾度と同じ値を用いる。算出された V_s の値に移動座標系（台風中心）の移動速度をベクトルの的に加えて、FFW が求められる。

FFW を算出するこの計算は複雑な形であるが、計算機を用いれば、十分な精度で比較的短い時間で行うことができる。このようにして気圧場に対応する FFW の場を作ることができる。

7.2 FFW の地表風への換算

FFW を地面近くのわれわれが問題とする風（ふつう平地の地上 10 m における平均風速）に換算するにはいくつかの方法がある。最も理論的に根拠があるのは、Yoshizumi⁽⁴⁾ も用いているように、spiral の理論を改良したものを利用することであるが、渦動粘性係数など未知の係数がありにも多くて、このような複雑な方法を用いるよりはむしろ FFW と実測された地表風との間の関係を風速比と風向の偏角の形で直接に表わし、それを統計的に処理した結果を用いる方法の方が簡単で実用的でもある。

そこで、ここでは、FFW と地表風の風速比と偏角について強風時における値を各地で求めて、その地理的な分布を調べ、必要に応じて問題とする場所の台風による地表風を計算するのに用いるという方法を探ることにする。このためには、過去の台風の襲来時において、FFW を気圧場の解析結果から算出し、それを実測された地表風と比較し、それらの間の関係の分布を全国的に求めておくという大規模な作業をしておかねばならない。この作業はまだ完成していないが、その計算例として京都と高知の場合について以下に述べる。

京都から距離 200 km 以内を通過した 13 個の台風について、台風の中心がこの距離以内に存在する時間は 72 時間ある。これらの時間のおおのについて、以前に解析した気圧場から、前節に述べた方法で FFW を算出し、その時刻において実測された地上風に対する風速比と偏角を求める。FFW の風向を 4 方位に分け、方位ごとに風速比と偏角を平均した結果は Table 3 に示す。この結果によると、風速比が FFW の風向によって非常に異なっていることに注意しなければならない。すなわち、FFW が北および東よりの風では約 1/2 であるが、南および西よりの風では約 1/3 になっている。このことは、この風速比がある場所の固有の値として一意的に決定できるものではなく、風向によってかなり差のあることを示している。さらに注意しなくてはならないのは風向の偏角である。とくに、南よりの風のときには 86° にもなる。すなわち、FFW が南風のときは地表風は東風であることを示している。また、風速比と偏角の間の相関はわるく、同じ程度の風速比の値を示す北および東よりの風と南および西よりの風のうちでも偏角は大きく異なっている。このことは従来からの spiral の考えから導かれる経験とは異なっているのである。

同様な計算を高知について行った結果が Table 4 にまとめられている。この場合もやはり FFW の風向によって FFW と地表風の風速比と偏角の値がかなり異なっている。この場合は FFW が北および西よりの風の

Table 3. Summary of wind speed ratio (V_0/V_p) and wind direction difference (Δdd) at Kyoto Meteorological Observatory.

wind direction of friction free wind (V_p)	northerly	easterly	southerly	westerly
number of cases	12	17	33	10
wind speed ratio (V_0/V_p)				
mean	0.51	0.52	0.35	0.35
standard deviation	0.20	0.12	0.16	0.10
correlation coefficient to V_p	0.64	-0.45	-0.26	-0.08
wind direction difference (Δdd)				
mean (deg)	39.2	55.7	86.4	34.1
standard deviation (deg)	35.5	20.7	21.0	30.5
correlation coefficient to V_p	-0.54	0.18	-0.11	-0.40

Table 4. Same as table 2, except at Kochi Meteorological Observatory.

wind direction of friction free wind (V_p)	northerly	easterly	southerly	westerly
number of cases	22	4	32	25
wind speed ratio (V_0/V_p)				
mean	0.29	0.54	0.53	0.37
standard deviation	0.07	0.15	0.19	0.21
correlation coefficient to V_p	0.43	0.82	-0.68	0.09
wind direction difference (Δdd)				
mean (deg)	57.9	44.4	50.9	25.3
standard deviation (deg)	26.3	3.0	21.4	23.6
correlation coefficient to V_p	-0.28	-0.15	0.50	0.33

とき風速比が小さくなっている。このような風向による差を各場所の局地的な地形と直接結びつけて考えることができるかどうかは、これだけの例からははっきりいえない。さらに多くの例についての調査を必要とするようである。

8. 結 語

1951年から1970年までの20年間に日本本土に上陸した33個の台風の上陸時の気圧場の解析結果について統計的にまとめ、まず上陸時の気圧場の特性を明らかにした。中心気圧の低下量については、地域別に再現期間で表わし、進行方向、進行速度、および最大旋衡風速半径については地域別にモデル作成のための代表的な数値が得られた。さらに、上陸後の減衰過程において、中心気圧の低下量の減少の割合について見積った。このような統計結果にもとづいて標準計画台風を合成したが、その主要な性質は第6章、とくに Table 2 に示すとおりである。さらに、このように合成した気圧場から地表風を求めるための方法についての研究に着手し、その結果の一部を述べたが、これについては今後の検討を待たねばならない点が多い。また、現在、1971年以後の台風についても解析を実行中であり、その結果をも加えて、この標準計画台風をより一層確実な基礎をもち、かつ利用が容易なものに改良を進めていく予定である。

なお、この研究は昭和52年度文部省科学研究費（自然災害特別研究（2）202530）によって行われたものであり、数値計算と統計処理には、京都大学大型計算機センターの FACOM M190 と京都産業大学計算センターの DEC system-20 を使用した。

参 考 文 献

- 1) Graham, H. E. and D. E. Nunn: Meteorological Considerations Pertinent to Standard Project Hurricane, Atlantic and Gulf Coast of the United States. National Hurricane Research Project Report, No. 33, 1954.
- 2) 滑川忠夫：台風と電力災害，電気公論，第37巻，第6号，1961，pp. 680-681.
- 3) 光田 寧：標準計画台風について（1），京都大学防災研究所年報，第8号，1965，pp. 605-612.
- 4) 光田 寧：標準計画台風について（2），京都大学防災研究所年報，第9号，1966，pp. 267-272.
- 5) 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.
- 6) 光田 寧・藤井 健・川平浩二：被害台風の構造のモデル化について（2），京都大学防災研究所年報，第18号 B，1975，pp. 227-243.
- 7) 光田 寧・藤井 健・川平浩二：被害台風の構造のモデル化について（3），京都大学防災研究所年報，第19号 B，1976，pp. 293-302.
- 8) 藤井 健：台風域内の気圧場の客観解析法，京都産業大学論集，第4巻，第1号，1974，pp. 77-90.
- 9) Bjerknes, V.: On the Dynamics of the Circular Vortex with Applications to the Atmosphere and Atmospheric Vortex and Wave Motions, Geophysiske Publikationer, Vol. 2, 1921, pp. 1-81.
- 10) Fujita, T.: Pressure Distribution in Typhoon, Rep. Met. Lab., Kyushu Inst. of Techn., Vol. 2, No. 1-2, 1952.
- 11) Schloemer, R. W.: Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns over Lake Okeechobee, Florida, Hydrometeorological Report, No. 31, 1954, pp. 1-49.
- 12) Hazen, A.: Flood Flows, John Willy, 1930.
- 13) Matano, H.: Further Developments of Namekawa's Theory of Main and Secondary Typhoons, Part. 1, The Meteorological Notes of the Meteorological Research Institute, Kyoto Univ., Series 2, No. 6, 1956.
- 14) Yoshizumi, S.: On the Asymmetry of Wind Distribution in the Lower Layer in Typhoon, Journ. Meteor. Soc. Japan, Vol. 46, No. 3, 1968, pp. 153-159.