

台風とそれに伴う強風について

光 田 寧

1. は し が き

台風すなわち Typhoon は北太平洋に発生する熱帯低気圧を意味し、熱帯低気圧の1つの地方名である。もっとも語源的¹⁾にみれば広東語の *tái fun* (great wind), アラビア語の *tufan* (smoke), ギリシア語の *typhon* (a monster) というように嵐の現象を示す言葉であり、アリストテレスは *typhon* という言葉を *wind containing cloud* という意味に用いている。台風の時に生じる現象から生じてきたものである。

気象学的な術語としては北西太平洋に発生する（他で発生して移動して来たものを含む）熱帯低気圧のうちで特に発達したものだけを台風と呼ぶことになっている。すなわち、日本では最大風速が風力階級で 7 以下 (33 kt 以下) の熱帯低気圧は弱い熱帯低気圧、風力 8 以上 (34 kt 以上) のものを台風と呼んで区別することになっている。しかし、WMO や米国政府機関では風力 7 以下を Tropical Depression, 8~11 を Tropical Storm, 風力 12 以上 (64 kt 以上) を Typhoon (他地域では Hurricane, Cyclone など) と呼ぶことにしており、日本の気象庁でも英文では後者の区分を用いている。従って、台風と Typhoon (あるいは北大西洋の Hurricane) とでは最大風速の区分範囲が異なっていることには注意する必要がある。北西太平洋の台風と北大西洋の Hurricane とどちらが数が多いかというような議論の時には、その統計がどのような区分に従ったものであるかを良く調べておかねばならない。

熱帯低気圧は地球上の熱帯でどこでも見られる現象であり、色々な地方名を持っている。北大西洋、北東太平洋地域の Hurricane やインド洋の Cyclone などが有名である。Fig. 1 は Bergeron (1949)²⁾ による熱帯低気圧の発生位置とその経路の世界的な分布であるが、およそ赤道を中心に南北 20° 前後の範囲で発生し、高緯度の向きに移動するという経路をとっている。ここで注意せねばならないのは南大西洋での発生が示されていないことである。本当に発生しないとすれば、なぜ発生しないのかを明らかにする必要がある。

温帯低気圧が中緯度の偏西風の上に発達したじょう乱であると同様に、熱帯低気圧は低緯度の偏東風の上に発生したじょう乱であると言える。低緯度で発生した後、西方あるいは高緯度側に移動し、大陸に上陸したり緯

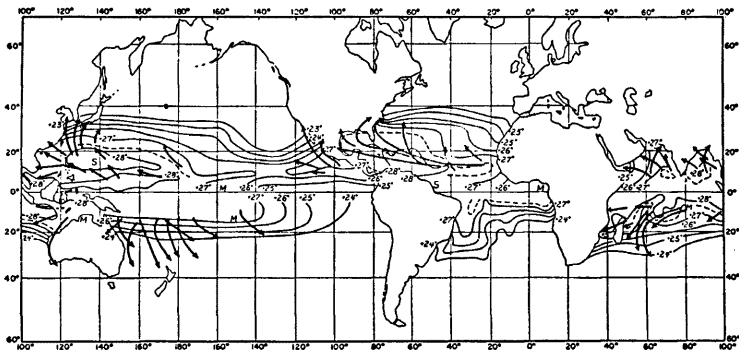


Fig. 1 World-wide distribution of tropical cyclone source regions²⁾.

度40°以上の高緯度まで進んだりして影響を与える。日本に 来襲する 台風もその発生域から離れて長い距離を移動して来た後の熱帯低気圧であり、多くのものは最盛期を過ぎている。ここでは日本本土を襲うような最盛期に近い台風の構造がどのようなものであるかについて、過去の台風の解析の結果に基づいて述べることにする。

2. 台風の構造の特徴

台風の構造の特徴は何といっても円い渦をなしていて方向性が少ないことである。これは熱帯域の温度分布が一様であり、そこに発生した渦であるということに起因しているのであるが、発達した洋上の台風はほぼ中心に対して軸対称な構造をしている。この点は温度勾配の大きな中緯度に発生する温帯低気圧とは異なっている。Fig. 2²⁾ にそのモデル的な構造を示す。この図からも明らかなように、台風の渦といっても水平には半径数百 km はあるのに高さは高々10 km くらいのものであり、非常に平面的な渦である。

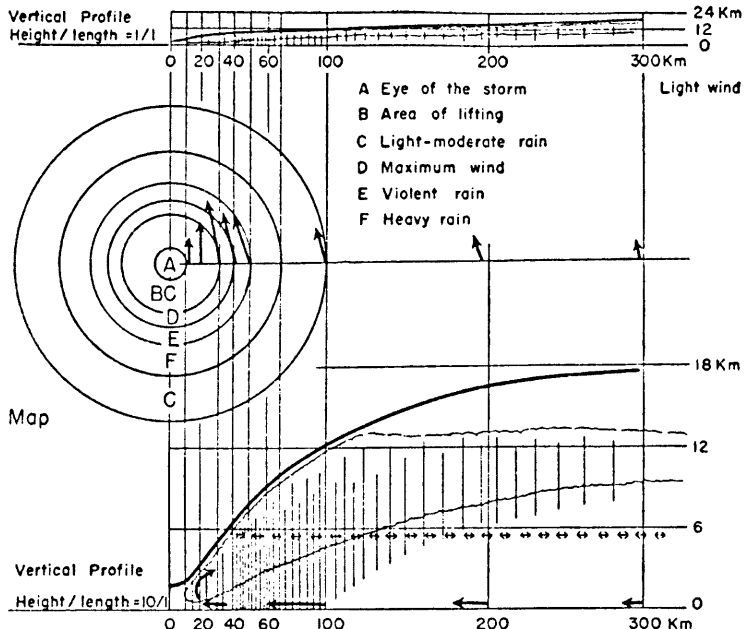


Fig. 2 Half-profile through a tropical cyclone model with rotational symmetry²⁾.

また台風の中心から数十 km のところにおいて風が最も強くなっており、雨もその近くで最も激しい。そして本当の中心付近は風雨のおだやかないわゆる眼というものとなっている。眼をもった渦であるということが台風の大きな特徴であり、温帯低気圧にはこのような現象は全く見られない。最盛期の台風をレーダで見ると Fig. 3³⁾ のようなものであり、非常に美しい形をしている。ここに示した例は宮古島付近を通過中の第3宮古島台風を宮古島地方気象台で観測したもので、台風は北北東に進行しており、気象台の位置では眼の現象は見られなかったが宮古島の東側では眼の中に入って星空も見えたとのことである。この台風の通過時の宮古島気象台での気象要素の変化の様子は Fig. 4 に示したとおりであるが、眼の周辺の雨域では中心に近づくにつれて雨も強く、風も強くなっていく。これがこの雨域の内側までさらに入ると風雨共に弱くなり晴

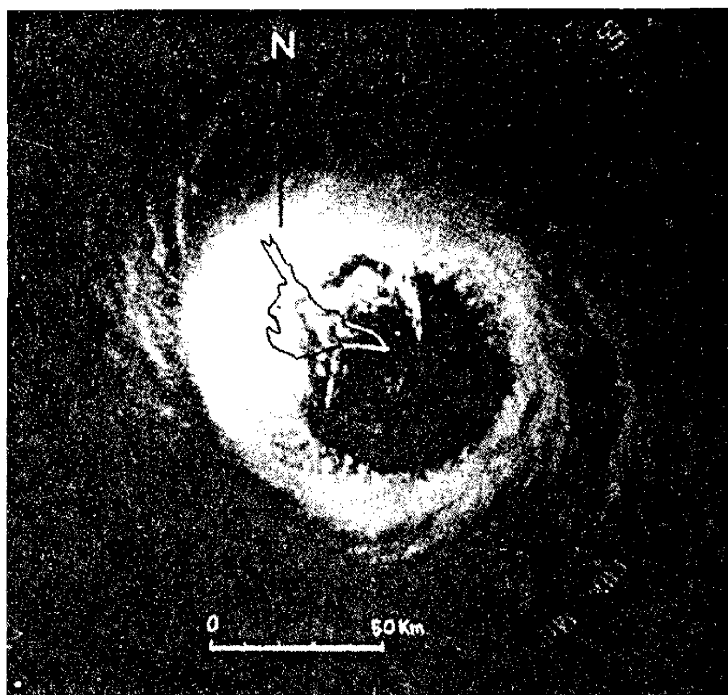


Fig. 3 The feature of typhoon eye of T6816, passing through Miyakojima³⁾.

間が現れることとなるのである。

Fig. 5 は台風7220号が通過した潮岬における気象要素の変化の様子を示したものである⁴⁾。この場合は台風中心が潮岬の極めて近くを通過しているので台風の中心部である眼の通過の様子が良くわかる。台風中心の通過の1時間ぐらい前後に最大風速域が通過し、そこでの気圧低下量は中心での気圧低下量の70%ぐらいの値である。眼の中では風が弱く、気温が高くなっている。前面の最大風速域、眼の中および後面の最大風速域における風の時間的な変化の様子を詳細に記録したものが Fig. 6⁴⁾ である。この図からも眼の中では非常に変動が少ない風が吹いているのが見られる。これは眼の中心部分が下降気流のため安定な成層を示し、乱れの発生が抑制されていることによるものと考えられる。

また台風の眼の周辺の雲の壁は直立しており、レーダを用いて台風の眼を鉛直な断面で切ってみると Fig. 7⁵⁾ のようになる。この例は T 7709号が奄美大島の西を通過中の状態を示すものであるが、眼の両側の雲は鉛直に発達しており、電波の反射の最も強いのは眼の周辺の高さ5 km 付近においてである。

このように台風の構造は中心に対して軸対称になっていると言うものの、現実の台風においてその中心を正確に決定することは容易なことではない。それは日本国内のような密な気象観測網のあるところでも気圧の正確な測定値は高々20km 前後に1つずつの間隔でしか存在しないことと、Fig. 5 から明らかなとおり中心に近いところでは気圧勾配や風速の変化が小さくなっていることによる。さらに台風の性質として中心の定義の仕方が一意的にできないことにも問題がある。すなわち、普通は台風の中心はある時刻の気圧分布を描いてその中心として定義するが、これ以外に最低気圧の分布の軸とその等発現時線の交点として定義できる気圧極小点、それに風の回転の中心、さらにレーダーで見た眼の領域（雨の無い部分）の幾何学的な中心などとして台風の

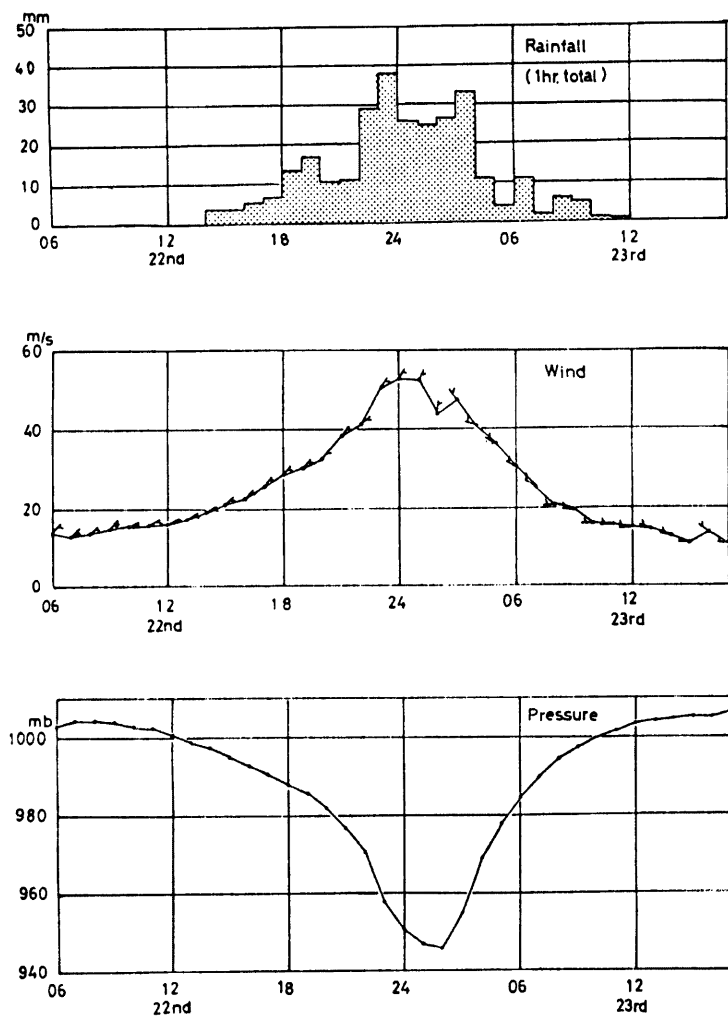


Fig. 4 Hourly changes of rainfall, wind and surface pressure at Miyako-Jima Weather Station during T6816³⁾.

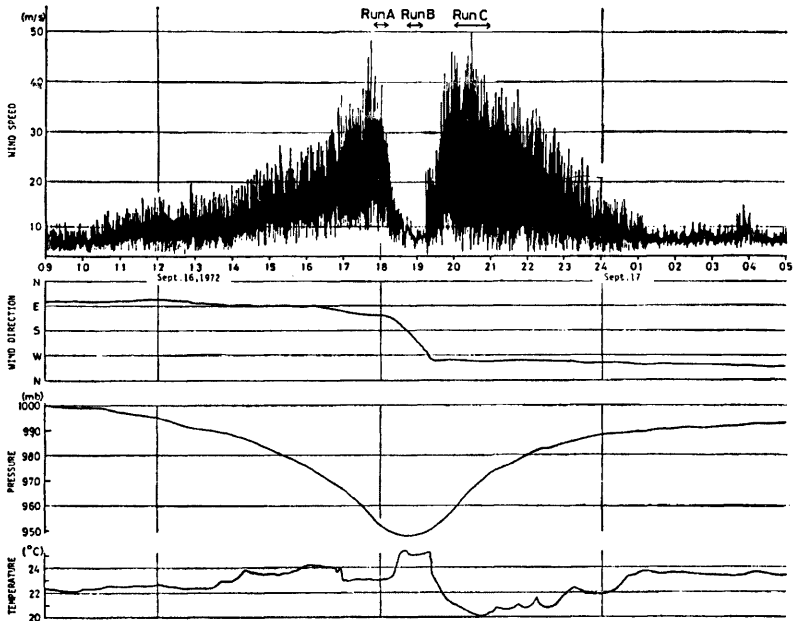


Fig. 5 Time changes of wind speed, smoothed wind direction, atmospheric pressure and air temperature at Shionomisaki during passage of T7220⁴⁾.

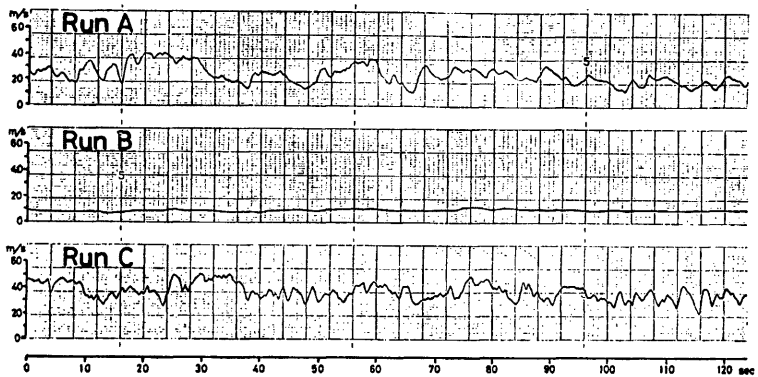


Fig. 6 Examples of the traces of short period wind speed fluctuations during typhoon passage for three periods shown in Fig. 5⁴⁾.

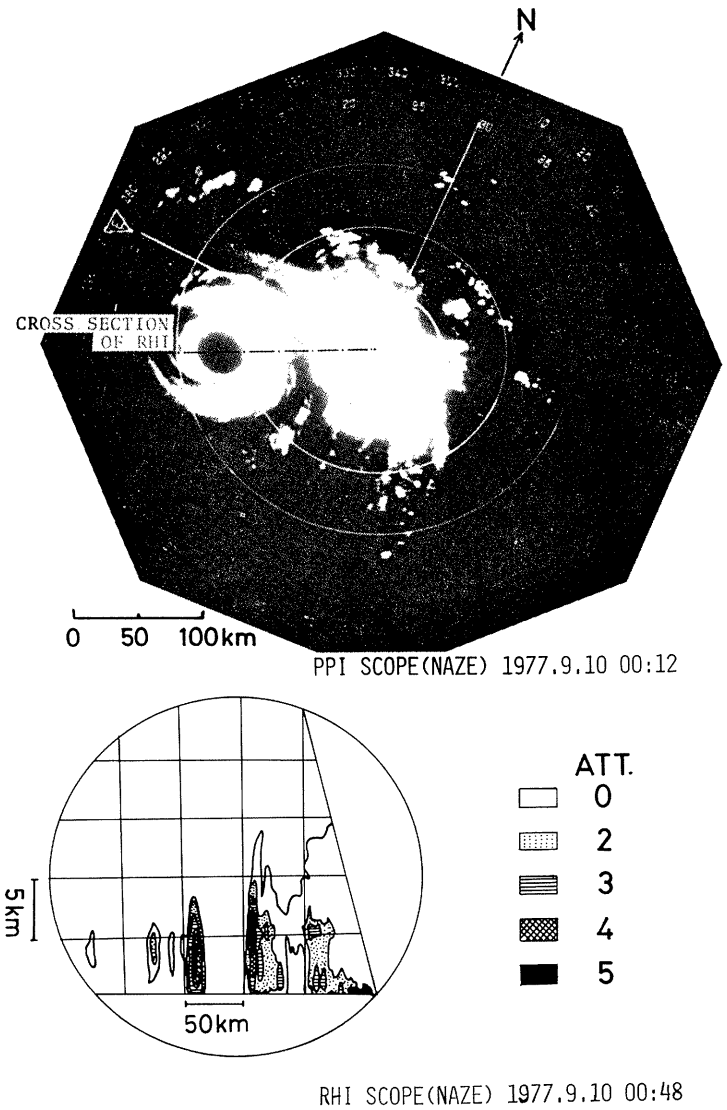


Fig. 7 Radar echo of typhoon eye wall of T7709 in PPI and RHI scopes⁵⁾.

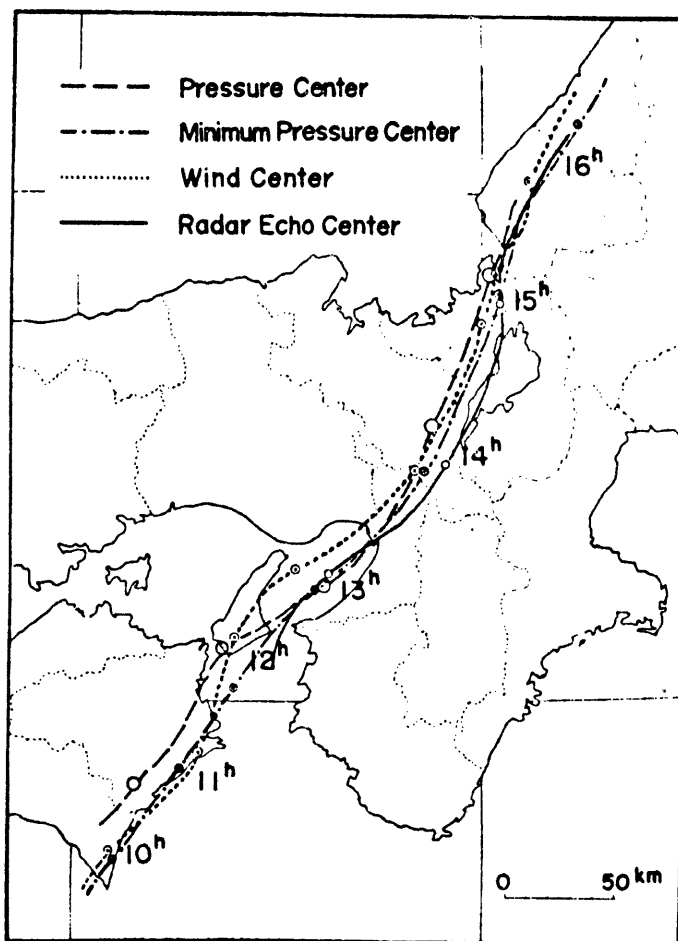


Fig. 8 Hourly positions of four kinds of typhoon centers of T7118⁹⁾.

中心を定義することができるが、これらは必ずしも一致しないという問題がある。Fig. 8 に第2室戸台風の時の台風の中心の経路を色々な台風の中心の定義について詳細に調べてみた結果を示してある⁹⁾。このようにある時刻の台風の中心の位置は定義によって10km 以上も異なっている。台風の最大風速半径が数十km しかないということから考えてこの差は大きすぎるように見えるが、もっと台風の構造を考えた統一的な解析モデルを作らなければ台風の中心の位置を決定するということですら容易なことではない。しかし、台風の中心の位置を1km の精度で決定するということが本当に意味のあることかどうかについては考えねばならぬ点がある。

台風域内の風速分布は中心から数十km 離れたところで最大を示し、中心付近と外側の非常に遠く離れた点で零になるような分布を示している。この風速が最大となる半径は最大風速半径とも呼ばれ台風の構造を決定

する1つの大きな要素である。台風が移動する時にはその移動速度との関係で風速分布は軸対称でなくなり、台風の中心軸の右側では風速が大きく、左側では小さくなる。これは台風の回転と台風の移動の重ね合せた結果によるものであるが、その風速の変化を定量的に示すことは容易ではない⁷⁾。しかし、台風通過時の最大風速の分布を作ってみると、Fig. 9⁶⁾のように風速の最大は台風中心の経路の少し右側のところに生じ、その軸と台風中心の経路との間には数十kmの差がある。

風速の分布についてみると移動する台風の場合、非対称性が出てくるが、これは静止した地上から見るために生じた見掛け上の差であって、台風の渦としては対称であり、特に気圧分布は軸対称な分布をしている。従って台風の構造を示すに当って気圧分布を中心からの距離の関数として表現することが多く行なわれている。

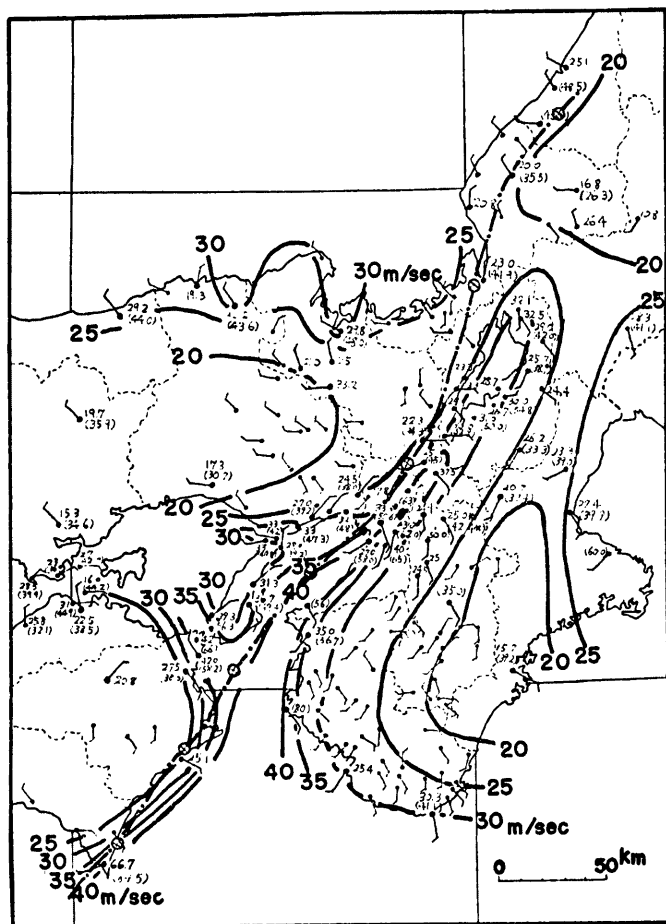


Fig. 9 Distribution of maximum wind speed during passage of T6118 (Daini-Muroto Typhoon)⁶⁾.

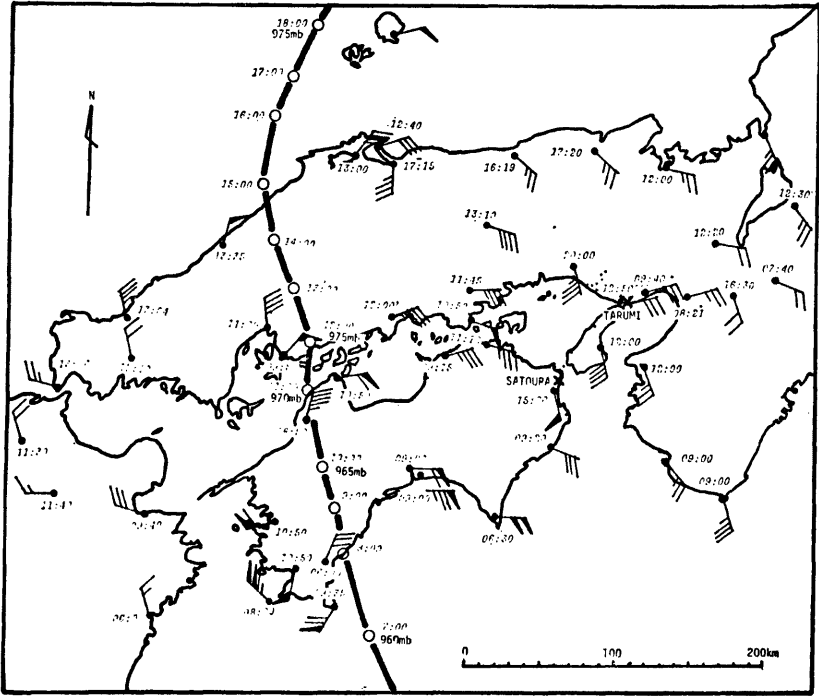
Fig. 10a Maximum wind speed distribution and the track of the center of T810⁸⁾.

Fig. 10b⁸⁾ は高知に大きな被害を生ぜしめた台風7010号の数時間分の気圧分布を台風中心に相対的な分布になるように重ね合せて書き変えたものであるが、ここに示した時間では台風を中心気圧はわずかに変化していないので、台風を中心の回りの気圧分布の様子を示すものと考えることができる。この台風に伴って生じた最大風速の分布は Fig. 10a⁸⁾ のように進行方向右側で非常に強い分布を示しているが、気圧の分布は Fig. 10bに示されたとおり比較的軸対称な分布を示している。気圧の台風域内の分布の形は台風により多少の差はあるが、比較的似た形を示しており共通の関数形で示すことができる場合が多い。

ここに示した台風7010号の中心からの距離と気圧との関係を図示したものが Fig. 11⁸⁾ である。この図で横軸は台風中心からの距離の逆数、縦軸はその地点の気圧の中心気圧との差と、中心での気圧低下量との比として示してある。従って右側の点ほど中心に近いことになる。図中の点は比較的直線上に並んでおり、気圧分布が

$$\frac{p - p_0}{p_\infty - p_0} = e^{-r/r_0} \quad (1)$$

という形で示されることを示している。但し p_∞ は周辺の気圧、 p_0 は中心の気圧、 r は中心からの距離、 r_0 は定数。このことは台風内の気圧分布が

$$p = p_0 + (p_\infty - p_0)e^{-r/r_0} \quad (2)$$

という形で示されることを意味している。このような形の気圧分布はほとんどの台風に対して比較的良好な近似で用いることができることが知られている。もっともこれも経験式であって台風の理論的な考察から作られた

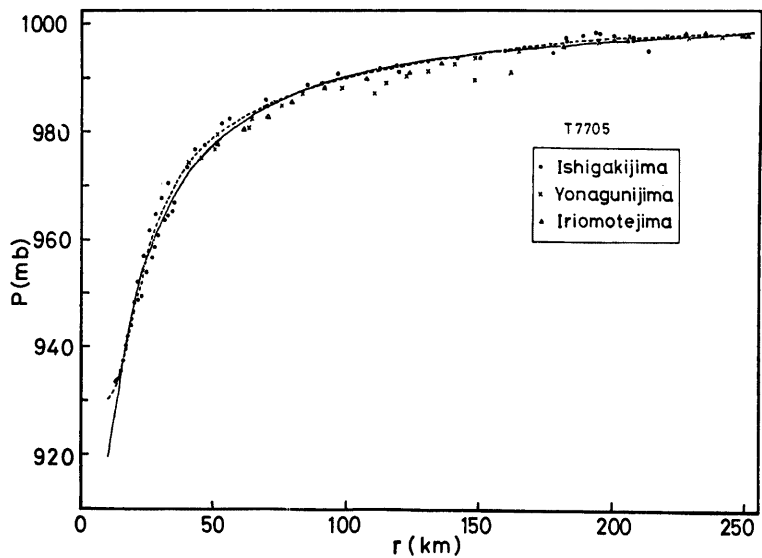


Fig. 12 Surface pressure as a function of distance from the center for T7705 passing by Ishigaki-Jima.

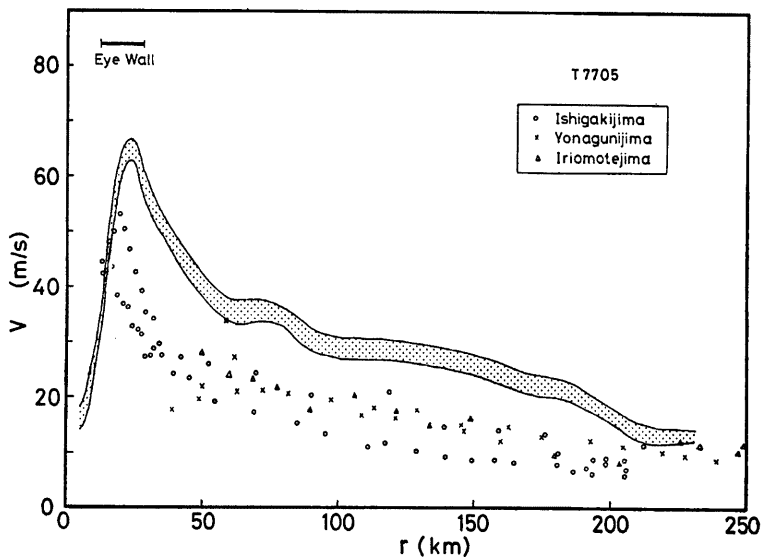


Fig. 13 Gradient and observed surface wind distribution for the case shown in Fig. 12¹⁰⁾.

ものではない⁹⁾。なお、このような気圧分布に平衡する旋衡風速の分布は $r=r_m$ のところで最大となるからこの r_m を最大旋衡風半径と呼んでいる。

Fig. 12 は T7705号の南西諸島付近での気圧分布を示したものであり¹⁰⁾、これに対して傾度風速を計算してみると Fig. 13¹⁰⁾ のようになる。この台風で風速分布に幅があるのは台風の移動の影響を考えた結果であり、分布の上側は進行方向の右側、下側は進行方向左側での移動する気圧場に対する傾度風速を示す。これに対して現実に地表付近で観測された風速の分布も Fig. 13 の中に点で示してある。このように地表付近で観測される風は地面摩擦の影響により弱くなっており、台風の外側では地表風と傾度風との比は比較的一定しているが、最大風速半径付近では少し異なってくる。この様子を図示したものが Fig. 14¹⁰⁾ である。中心に近いところで

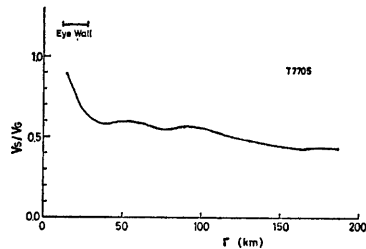


Fig. 14 Gradient and surface observed wind ratio for T7705.

この比は急に上昇している。このことは最大傾度風速半径と最大地表風速半径が異なっており、地表風速の方が中心に近いところに最大であることを示している。台風のレーダ観測の結果と対比してみると、最大傾度風半径は眼の周辺の雨域の雨の最も激しい領域と一致しており、地表風速の最大は眼の壁の内側の縁辺ぐらいに当たっている。

台風の中心付近での地表風向の変化の様子を見ると¹⁰⁾台風の眼の領域の外側では風向の等圧線接線方向からの偏角は内側ほど大きくなっており、この部分では境界層内を外側より内側に気流が連続的に流入している様子が良く現われているが、眼の領域に来て地表風の収斂が生じるようになり、上昇気流が生じる様子が見られる。しかし、地表風の中心に向っての流入は気圧勾配で見られる最大風速の点より少し内側に行き過ぎて、眼の壁の内側に達し、地表風の最大が生じる。このため地表風の最大が傾度風の最大より内側が生じるということになるようである¹¹⁾。台風の中心近くでの各要素の分布を模式的に示したものが Fig. 15 である。

先にも述べたとおり台風の大きな特色は中心付近に眼があるということである。温帯低気圧などの場合には中心付近でも上昇気流が存在し眼の存在は認められない。これを渦の構造としてみると Fig. 16 に示すような型となり、中心付近で上昇気流を伴っている one cell型の渦と中心付近で下降流があり上昇流は中心から少し離れたところに生じる two cell型の渦との差異になる。この2つの渦の差は渦の発達という立場からみると two cell型の方がより発達した段階にあると言えるものようであり、渦動を実験的に作ると、最初に one cell型の渦が出来、それが two cell型に発達するという型を取るようである。台風の発達の数値シミュレーションを行ってみた場合にも最初に出来るのは one cell型の渦でそれが発達とともに two cell型に変化していく。

室内実験によると、この渦がさらに発達すると最大風速半径付近が不安定となり、小さな渦がその付近に生じて中心の回りを回転するという型をとるようになる。このような状態を multiple vortex 型と呼び、その性質については現在色々と研究がなされつつある¹²⁾。

現実の台風においてこのような状態が生じることがあるかどうかが興味のある点であるが、室戸台風の時の滑川による主副台風論¹³⁾はそのような場合の1つの例であるとも言えるし、第2宮古島台風の時の気象要素の

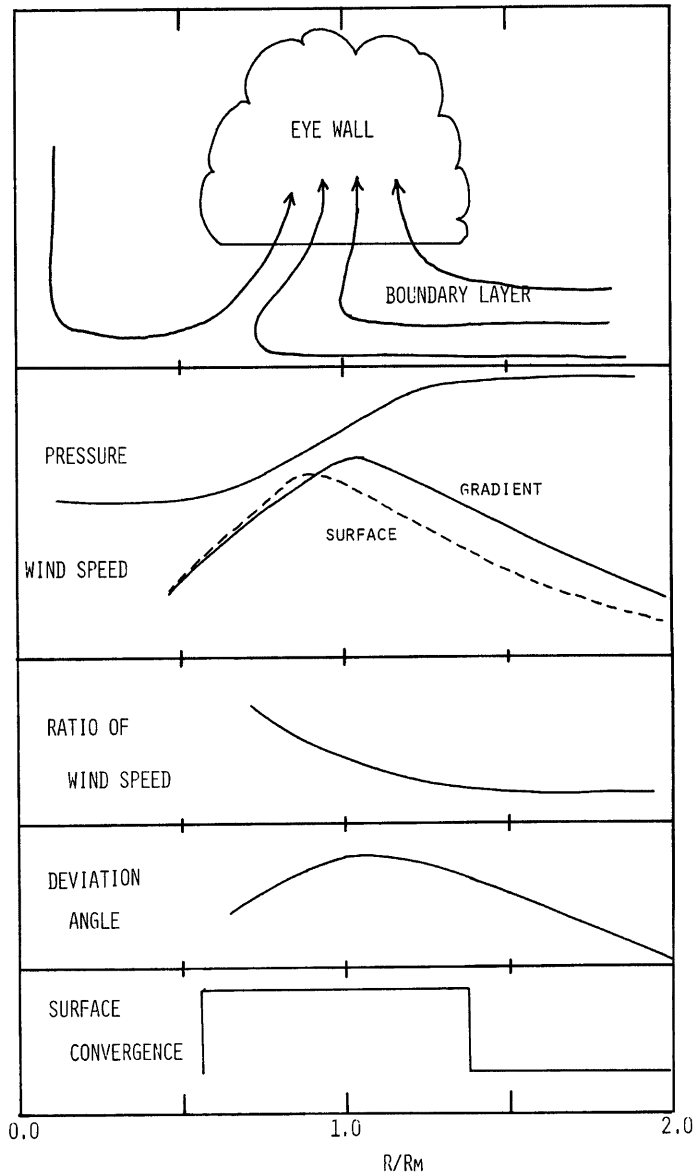


Fig. 15 Schematic distributions of entities near the eye wall.

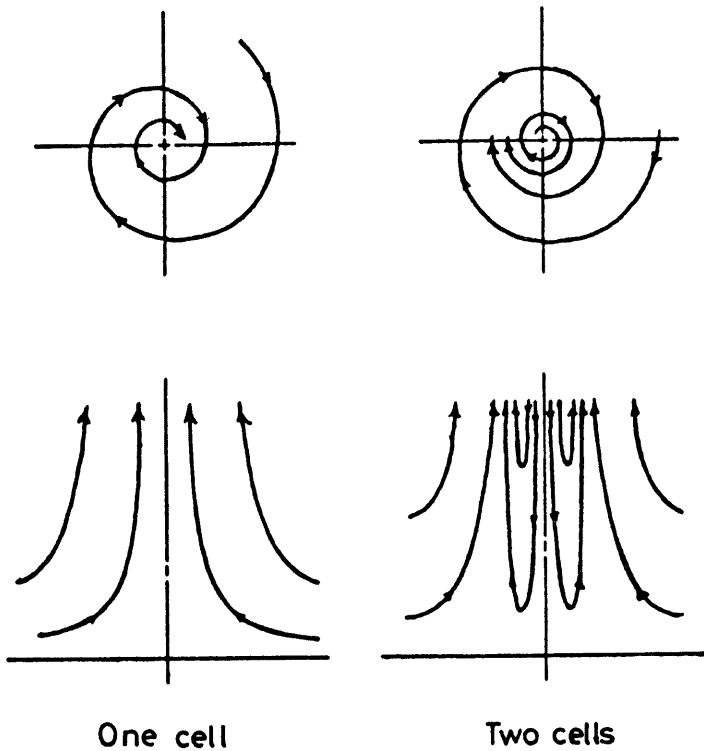


Fig. 16 Schematic structure of vortices.

短周期変動 (Fig. 17) も最大風速域に2つの渦度集中域が存在し、それが回転しているとすることによって良く説明できる¹⁴⁾。この場合はレーダ写真によっても眼の型が長円型になっていて渦の多重構造を示すような写真が得られている (Fig. 18)。従って、非常に発達した台風が multiple vortex 型になっている可能性は大きい。

このような点が台風の構造の特徴的な事柄であるが、日本付近にやって来る台風がいつもこのような軸対称な性質を持っているわけではなく、色々な他の現象を伴っていることもある。中緯度にすでに停滞する前線が存在するところに南から台風が北上して来ると、前線が変形し、その上に低気圧が発生し、あたかも台風が前線を持ったかのような形になってしまうことがある。Fig. 19⁶⁾ は1961年の第2室戸台風の時の天気図であるが、台風の西側に前線が存在し、これが台風の回りに巻き込むように分布し、台風の影響でその前線が強化され、はっきりとした気象要素の変化を示すに至っている。Fig. 20 にその時の各地の変化の様子を示すが、場所によっては瞬間風速はこの前線の通過によって最大となり、台風の最接近時よりも大きくなっている。

このように前線上に台風の影響で低気圧が発生し、それが発達して台風の方が衰弱してくると天気分布は複雑なことになる、多くの人の判断を狂わせてしまうという結果になることがある。洞爺丸台風はそのような

例であり¹⁵⁾、この場合気象要素の時間変化は非常に複雑になってしまう。特に日本海側において台風を考えるにはこのような現象に良く注意しなければならない。

また台風の渦の中に竜巻のような小さな渦が重なって発生することもある。**Fig. 21** は1965年9月24日の T 6520 による宇和島における風と気圧の変化を示したものであるが¹⁶⁾、70m/sec 以上の強風が気圧最低時の2時間ほど後に発生しており、これなどは竜巻のような現象であるとする他ない。このように台風に伴って発生する竜巻は日本における 竜巻発生数の半分以上を占めており、一般には台風の北東側で 中心から 100~200 km 離れたところに多い。

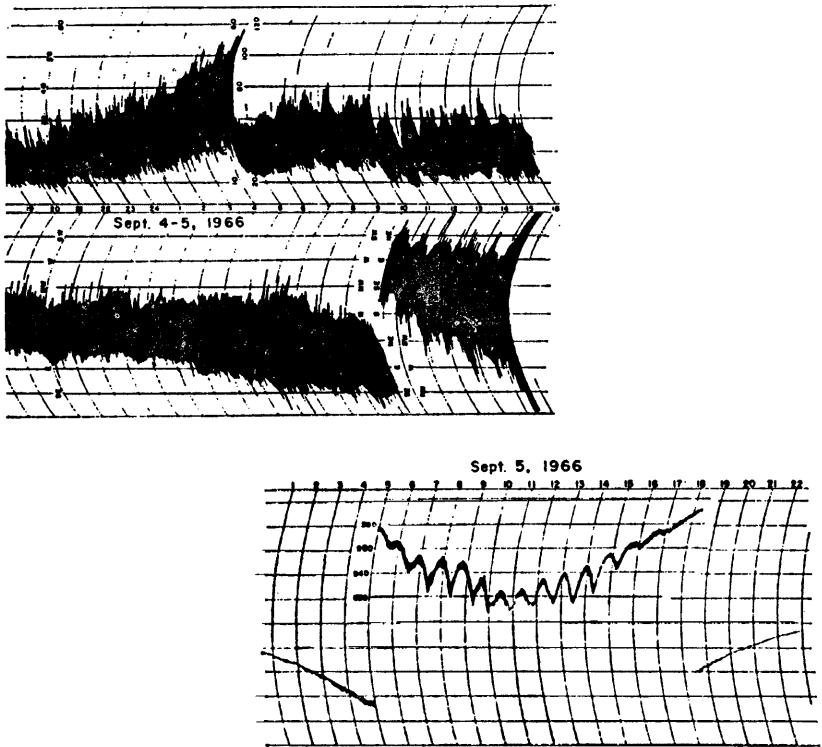


Fig. 17 Time changes of surface wind and pressure at Miyakojima during the passage of T6618 (Daini-Miyakojima Typhoon).

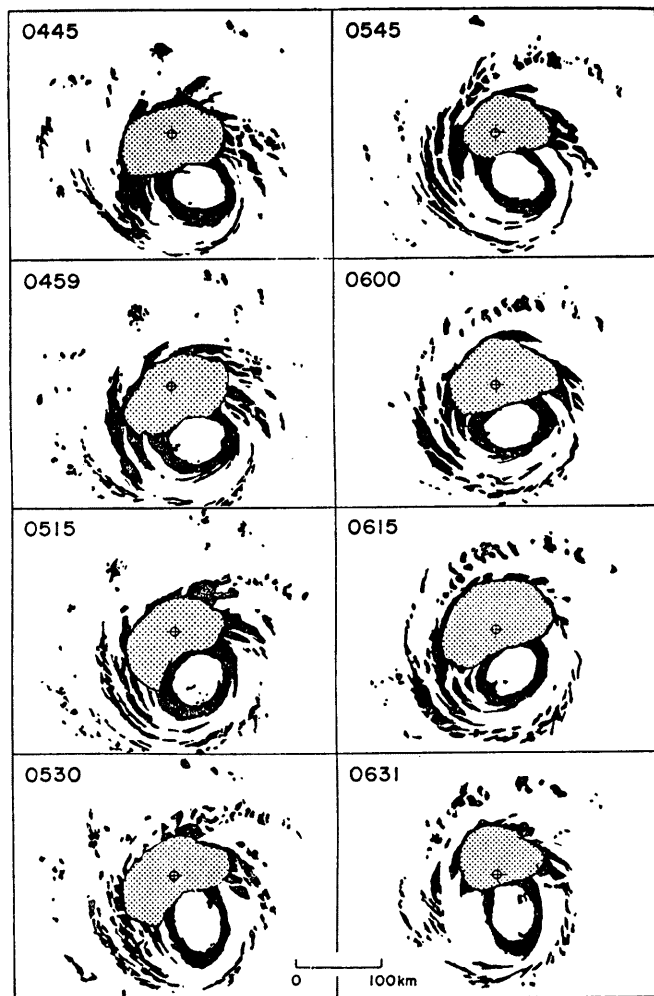


Fig. 18 Time changes of eye wall as seen by a radar at Miyakojima for T6618⁽¹⁴⁾.

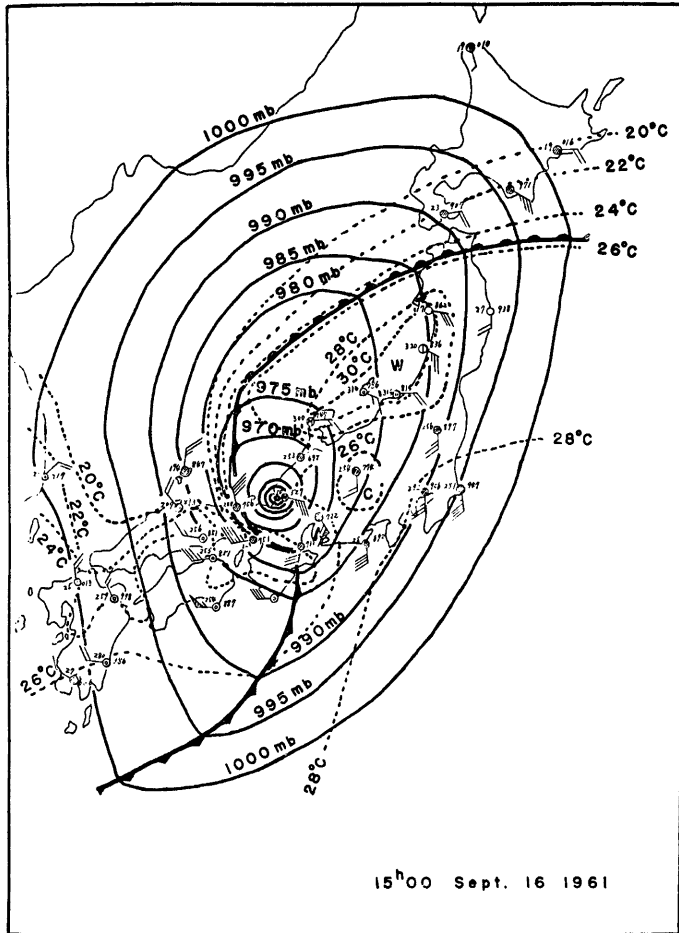


Fig. 19 Surface weather map of T6118 (Daini-Muroto Typhoon) passing over western Japan.

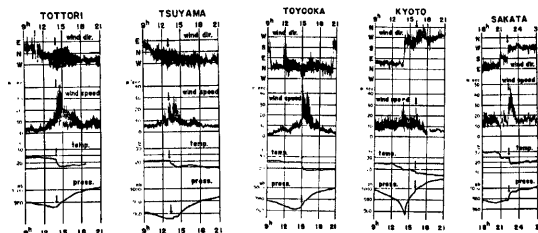
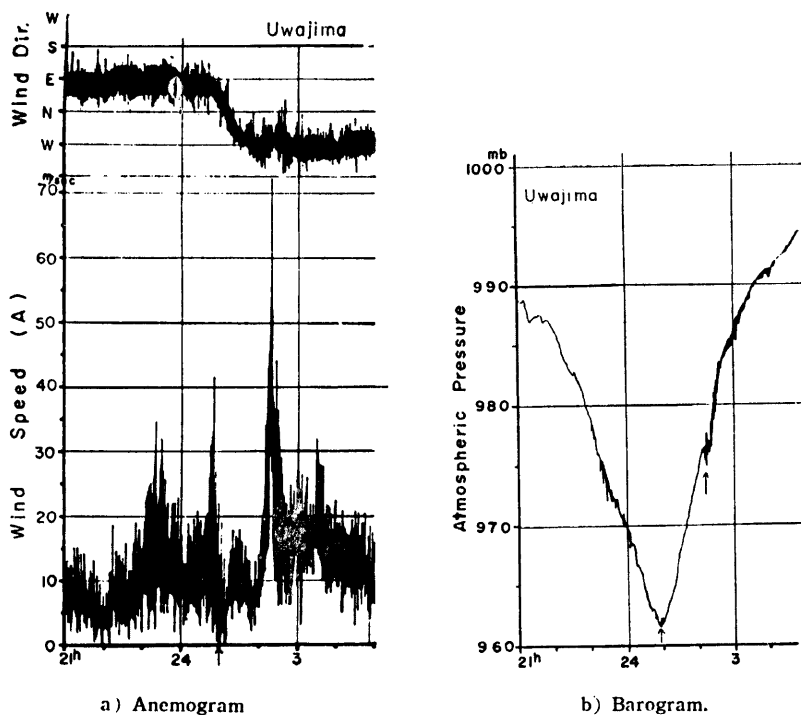
Fig. 20 Time changes of surface wind and pressure during T6118 passage^{a)}.

Fig. 21 Autographic records at Uwajima during T6520 passage.

3. 日本を襲う台風の統計的性質

日本を襲う台風の構造はどの台風についても比較的似ており、個々の台風の性質をいくつかの変化によって表現することが可能であることを示したが、それならば日本に近年上陸した台風がどのような性質を持っていたかということを統計的に調べてみる事ができる。ここでは先に述べたとおり台風の気圧場は円形で軸対称であり、(2)式で示したような気圧分布を示し、中心気圧低下差、 Δp 、周囲の気圧、 p_m 、最大旋衡風半径、 r_m の

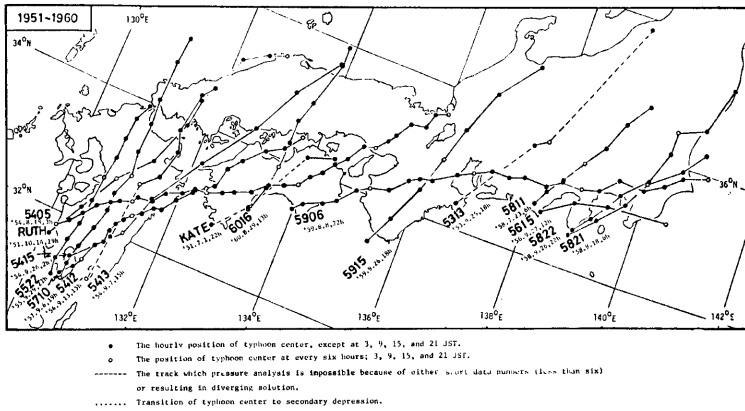
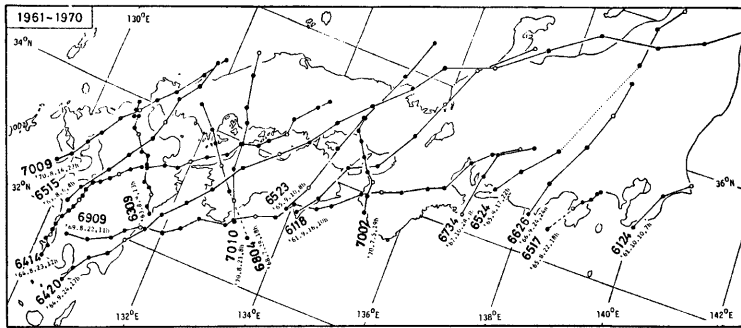
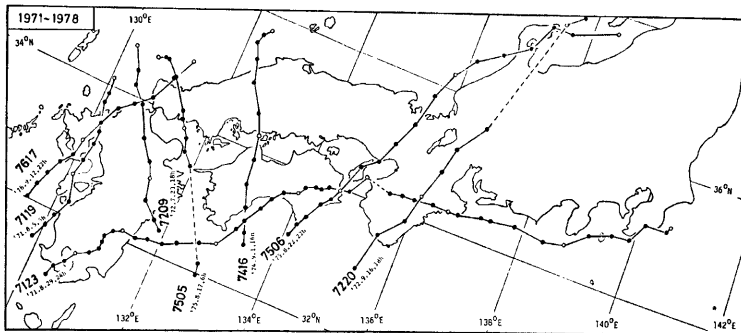


Fig. 22 a) Hourly positions of typhoon center for typhoons that landed on Japan with central pressure below 980 mb.



b) Same as Fig. 22 a), except during period 1961-1970.



c) Same as Fig. 22 a), except during period 1971-1978.

3つの変数によって表現することができるものであるとし、それらと同時に台風中心の動きに関する情報とを組み合わせることによって台風内の諸量の分布が決定できると考えることにする。

1951年から1978年までの28年間に日本本土（南西諸島を除く）に上陸し、かつ上陸時の中心気圧が980mb以下であったもの40ヶについて、各正時毎の台風中心から250km 以内にある各気象官署の観測結果を収集し、主に気圧の値を用いて最小自乗法によって台風の中心の位置、中心気圧低下量、周囲気圧、最大旋衡風半径などを客観的に計算によって求めるということを行ってみた¹⁸⁾。

その結果、上陸後中心気圧が985mb 以上になるか、あるいは再び海上に出てしまうまでの間の、このような方法によって決定された台風中心の位置は **Fig. 22** に示すようになる。このようにして決定された中心の位置は多くの場合、天気図解析によって主観的に決定された中心位置とそれほど大きな差はなく、60の場合についてその差は平均 13km ぐらいであった。中心気圧の値についてみてもこのような客観解析の結果と天気図解析の結果とは比較的良く一致しており、平均して 4mb ぐらい客観解析の方が高めに出現しているにすぎない。

日本を **A・九州**、**B・四国および近畿（三重を含む）**、および **C、東海（三重を除く）、および関東の3つの地域に分割し（Fig. 23参照）**、各々の地域毎にこの27年の期間に上陸し、かつ中心気圧が980 mb 以下であった台風の数17, 14, 7 となり、地域によりかなりの差が生じる。ここで合計が解析した総数である40にならないのは、2つの台風については上陸時にデータが少な過ぎたりして解析がうまくいかず結果が得られなかったことによる。

これらの台風の北上した時（実際は上陸後の最初の正時）における性質は次のようなものである。すなわち台風の進行方向は **Fig. 24** に示すような分布を示し、すべての台風についての平均は N22°E に向い、上陸時の中心気圧 960mb 以下のものについては N27°E に向っている。この進行方向は地域別に見ると **C** の関東東海地方で東に向う成分がより大きくなっている。その平均値と分散については **Table 1** に示したとおりである。ここで比較的強い 960mb 以下の台風について見ると台風の進行方向はそろっており、異常な向きに向っているものはほとんど無いと言えそうである。

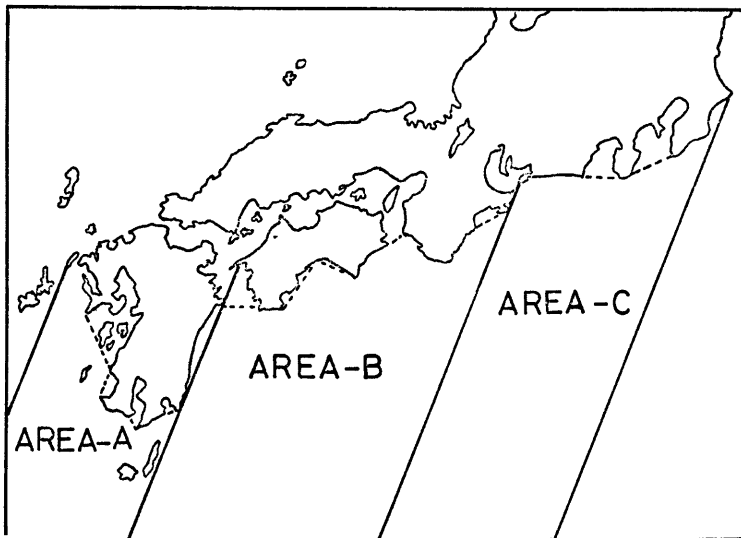


Fig. 23 Division of western part of the Pacific coast of Japan.

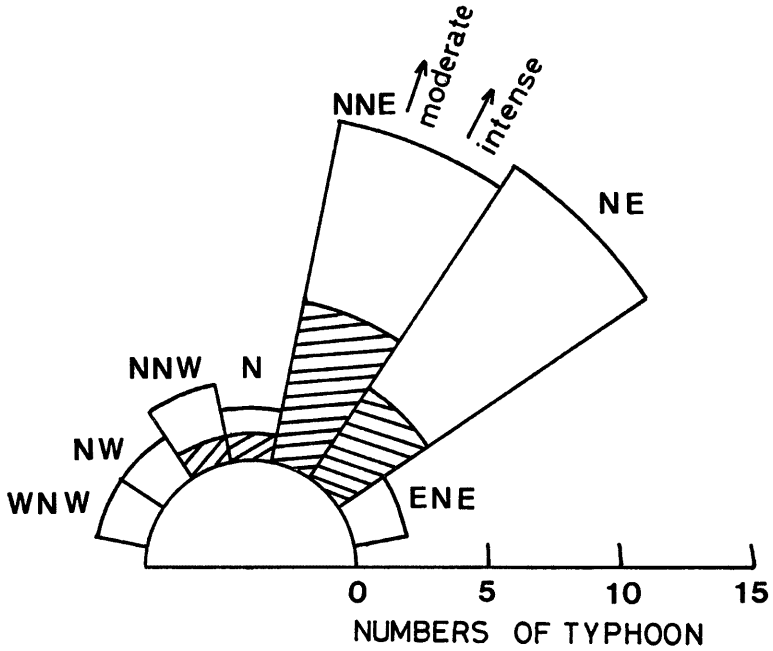


Fig. 24 Distribution of direction of movements at the time of landing.
Hatching corresponds to severe typhoon (less than 960mb).

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

	all typhoons	severe typhoons	moderate typhoons	Area-A	Area-B	Area-C
numbers of typhoons	38	12	26	17	14	7
direction of movement						
mean (deg)	22	27	19	20	15	40
standard deviation (deg)	29	16	33	32	27	15
speed of movement						
mean (km/hour)	41	40	42	34	45	53
standard deviation (km/hour)	19	14	21	20	17	12
radius of maximum cyclostrophic wind speed						
mean (km)	88	71	95	83	92	88
standard deviation (km)	39	30	41	38	43	34

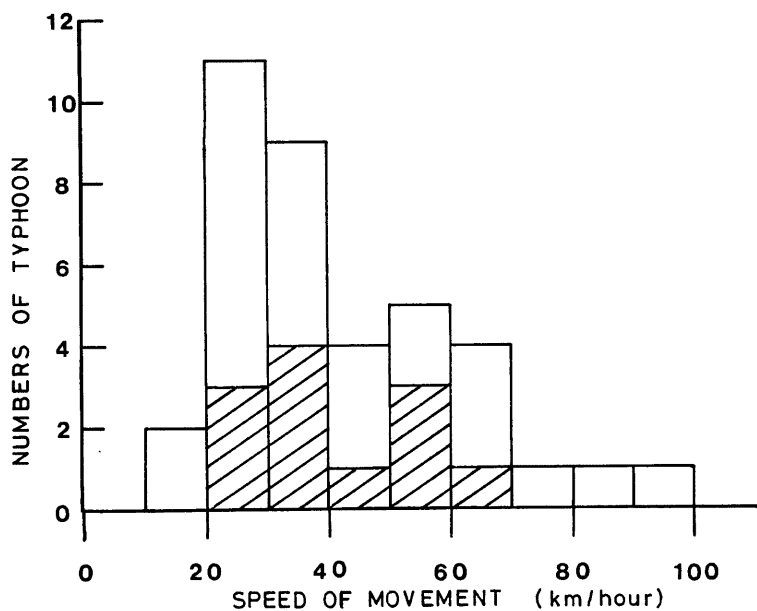


Fig. 25 Distribution of speeds of forward motion at the time of landing. Hatching corresponds to severe typhoon.

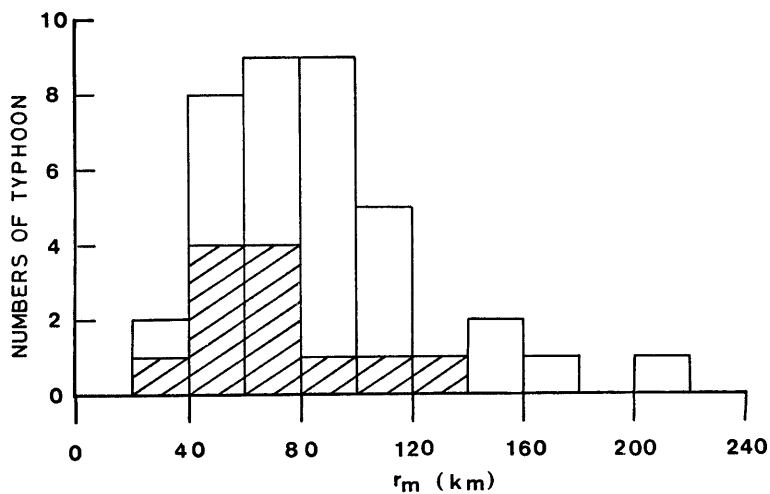


Fig. 26 Distribution of radius of maximum cyclostrophic wind at the time of landing. Hatching corresponds to severe typhoon.

上陸時の進行速度についてみると、平均40km/hr 前後で Fig. 25 のような分布を示す。ここで中心気圧960mb 以下の強いものと全体との差は少ないが、上陸場所が東に行くに従って速度は大きくなり、A 地区での平均が34km/hr であるのに反して C 地区では平均53km/hr にもなる。また移動速度の最も大きいものは T 5415 (洞爺丸台風) の97km/hr であった。

台風の最大旋衡風半径は Fig. 26 のような分布を示している。980mb 以下のすべての台風についての平均値は95km であり、上陸時の中心気圧が960mb 以下の強い台風については71km である。地域による差ははっきりとしない。この最大旋衡風半径はより低緯度の沖縄地方などにおいてはもう少し小さい値を示すことが多いので、台風の発達、減衰と共に変化しているようである。大西洋の hurricane については最大旋衡風半径と中心気圧低下量との間に逆の相関があると言われているが台風についてはまだ確認されていない。

上陸時の中心気圧低下量は台風の強さを示す量として重要なものであるが、その出現確率を各地域別に示し

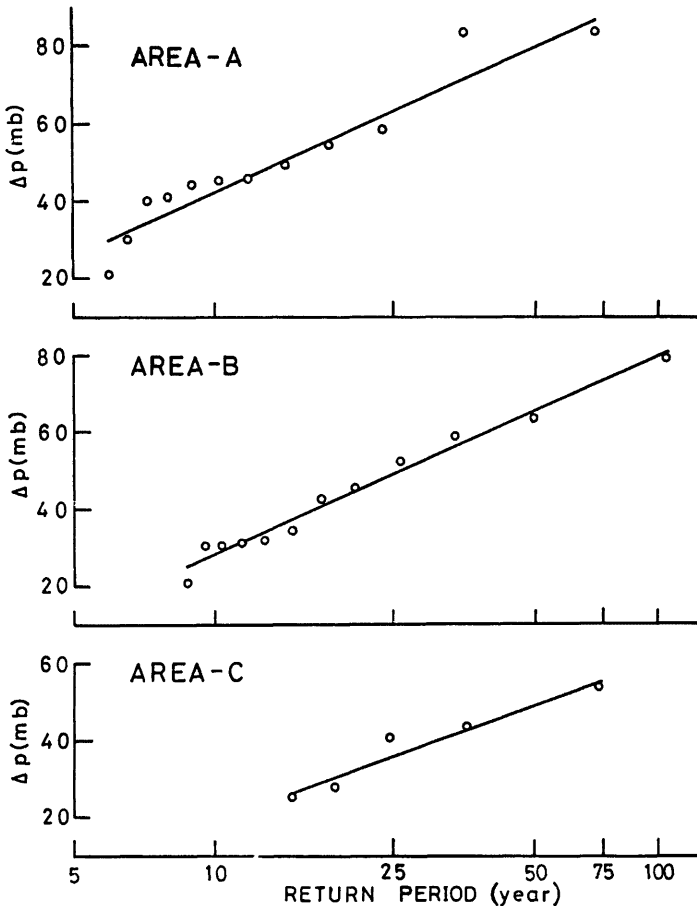


Fig. 27 Return period of central pressure depth at the time of landing.

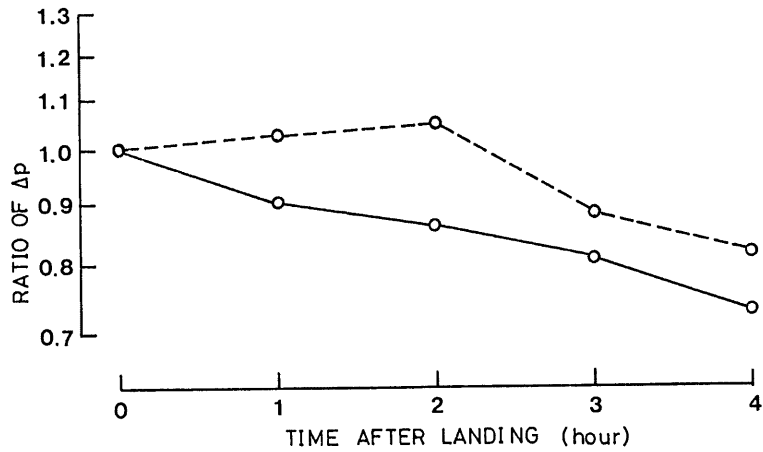


Fig. 28 Decreasing rates of central pressure depth after landing.

Table 2 An example of synthesized typhoon wind expectations over Osaka Bay in a thousand-year period.

		Frequency of occurrence in 15 min periods.							
Wind Speed (m/sec)	Wind Direction(deg)	17.9~22.4~26.8~31.3~35.8~40.2~44.7~49.2~							
10		210	100	37	16	7	0	1	0
30		154	80	25	17	1	1	1	0
50		157	817	29	15	9	1	1	0
70		197	100	41	18	4	0	0	0
90		241	93	40	12	6	0	0	0
110		230	110	39	10	3	0	0	0
130		302	116	65	16	5	2	0	0
150		261	130	67	23	3	5	1	0
170		285	149	58	23	11	3	0	0
190		328	166	70	30	11	2	1	0
210		342	154	62	26	10	2	0	0
230		336	122	74	25	9	1	1	0
250		321	146	48	21	8	2	1	0
270		313	132	53	26	4	0	0	0
290		248	123	43	16	11	2	0	0
310		208	127	41	16	5	1	1	0
330		204	89	34	11	4	0	2	0
350		196	91	37	15	4	0	1	0
Total 27077		4,533	2,125	863	337	115	22	11	0
		Maximum 48.5m/sec							
Time exeeded (in hr)		974	631	322	138	56	13	3	0

たものが **Fig. 27** である。この図で確率は台風の平均進行方向に見込む海岸約100km 当りについての確率に換算してある。50年の再現確率を考えると **A** 地区では80mb, **B** 地区で65mb, **C** 地区で50mb と東に行くに従って少しずつ小さくなっている。

多くの台風は上陸後直ちに減衰を始め、中心気圧低下量が減少して行く。この様子は **Fig. 28** に示したようにほぼ上陸後の時間に対して指数関数的に減じて行く。そして実線で示した強い台風の方がこの減衰率は大きいようである。また最大旋衡風半径は強い台風については時間と共に増大して行くが、中程度の台風ではほとんど変化しない。

4. ある地点に影響を与える台風の合成

このような統計的性質を持った台風が毎年日本に来るわけであるが、この知識をうまく利用すると日本国内の1地点において長い期間にどのような台風を経験するであろうかということを統計的に験べてみることができる。我々の台風に関する正確な知識は最近の数十年ぐらしか記録にないし、この間に強烈な台風の来襲回数は比較的少なく、従ってそれによって生じる最大風速域に日本のある地点が含まれた記録の残っている確率もそれほど大きいものではない。従って過去の記録をいくら解析しても長い間に生じる可能性のある場合を予測することは難しい。

先に調べた日本に上陸する台風の統計的性質が、これからもしばらくの間持続されるものとすれば、統計的なモデルを作ってみることができる。これを統計的な台風の進行にあわせて移動させてやれば、ある場所を襲う台風とそれに伴う風速の分布を予測することができる¹⁹⁾。大阪湾上の1点において1000年間に経験する風の頻度分布をこのような方法で予測してみたものが **Table 2** である。このような計算を行うには、ここでは、充分説明しなかったが気圧分布と台風の移動速度から、地表での風向、風速を求めるための手法を確立しておかねばならない。日本のように地形が複雑で山の多いところでは、この関係は複雑であり重要であるが、未だにはっきりしない点が多く一般的な手法は確立されていない²⁰⁾。

参 考 文 献

- 1) Huschke, P.E., 1959: Glossary of Meteorology, American Meteorological Society, p. 638.
- 2) Godske, C.L. et al., 1957: Dynamic Meteorology and Weather Forecasting, American Meteorological Society, p. 799.
- 3) Ishizaki, H. et al., 1969: Studies on the Third Mayakojima Typhoon, Bull. Disaster. Res. Inst., Kyoto University, Vol.19, Part 1, No.153, pp. 45—85.
- 4) 光田寧, 森征洋, 1973: 潮岬において観測された台風通過時の風の特性について, 京都大学防災研究所年報, 第16号 B. pp. 285—291.
- 5) 山元龍三郎, 他, 1978: 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—1, pp. 417—425.
- 6) 山元龍三郎, 他, 1963: 第2室戸台風通過時の強風の分布について, 京都大学防災研究所年報, 第6号, pp. 117—127.
- 7) Yoshizumi, S., 1968: On the asymmetry of wind distribution in the lower layer in typhoon, Journ. Meteor. Soc. Japan, Vol. 46, No. 3, pp. 153—159.
- 8) 光田寧, 川平浩二, 1972: 台風7010の通過に伴う中国・四国地方の風について, 京都大学防災研究所年報第15号 B. pp.247—254.
- 9) Schloemer, R.W., 1954: Analysis of Hurricane wind patterns over Lake Okeechobee, Florida, Hydrometeorological Report, USWB, No.31, p.49.
- 10) 光田寧, 他, 1978: 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. pp. 405—415.

- 11) 光田寧, 末延龍雄, 1980: 台風の中心付近の構造について, 京都大学防災研究所年報, 第23号, 印刷中.
- 12) Church, C.R., et al., 1979: Characteristics of tornado-like vortices as a function of Swirl Ratio: A laboratory investigation, Journ. Atmospheric Science, Vol. 36, No. 9, pp. 1755—1776.
- 13) Namekawa, T. and S. Aoki, 1936: A view of the structure of the “Muroto Typhoon”, The Memoirs of the College of Science, Kyoto Univ., Ser. A, Vol. 14, No. 2.
- 14) Mitsuta, Y. and S. Yoshizumi, 1973: Periodic variations of pressure, wind and rain fall observed at Miyakojima during the Second Miyakojima Typhoon, Journ. Meteor. Soc. Japan, Vol.51, No.6, pp.475—485.
- 15) Sekioka, W., 1956: A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitude, I. Synoptic structure of Typhoon Marie passing over the Japan Sea, Journ. Meteor. Soc. Japan, Ser. II, Vol. 34, pp. 276—287.
- 16) 山元龍三郎, 他, 1965: 台風20号にともなった暴風について, 京都大学防災研究所年報, 第8号, 593—612.
- 17) 光田寧, 他, 1980: 1979年に発生した台風に伴う竜巻, 京都大学防災研究所年報, 第23号, 印刷中.
- 18) Mitsuta, Y. et al., 1980: Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands, Journal of Disaster Sciences, Vol.1, in press.
- 19) Tryggvason, B.V. et al., 1976: Predicting wind induced response in hurricane zone, Journ. Struc. Div. ASCE, Vol. 102, No. ST12, pp. 2323—2350.
- 20) 光田寧, 他, 1980: 移動する台風の気圧場から求めた傾度風速と予測風との比較, 京都大学防災研究所年報第23号, 印刷中.

TYPHOONS HITTING JAPANESE ISLAND AND THEIR WIND PATTERNS

By *Yasushi* MITSUTA

Synopsis

Characteristics of typhoons which landed Japanese Islands are reviewed with examples. The statistical features of typhoon parameters are studied for all typhoons which landed on Japanese Main Islands with central pressure less than 980 mb during the period of 1951—1978. An example of synthesis of typhoon wind which would be expected at a point in Japan within a thousand years is also shown.