

# 移動する台風の風速分布を表す計算式について\*

藤部 文昭\*\*

## 要旨

台風移動時の風速分布を与える各種の計算式を比較検討し、以下の点を指摘した。(1)力学的な観点から見れば、台風と一緒に動く座標上の傾度風を求める方法が最も合理的であると考えられる。(2)その解は、台風静止時の傾度風に  $(KC+G)/(K+1)$  の補正をすることによって近似できる。ここで  $C$  は移動速度、 $G$  は一般風である。 $K$  は遠心力とコリオリ力の比であり、台風中心からの距離の関数である。(3)一方、流跡線上の傾度風バランスや、変圧風に基づく方法は、発想は興味深いものの計算結果の妥当性には疑問がある。なお台風の中心付近では  $K \gg 1$  であるため、風の非対称性は一般風ではなく台風の移動によって生ずる。

### 1. はじめに

台風風は進行方向の右側で強い。これは防災上の重要な特徴として古くからよく知られている。

台風風速分布についてはいろいろな実験式があり、それらに台風の移動による補正を加える方法もいくつか提案されている。その中には、座標変換を利用する方法 (Yoshizumi, 1968; 光田ほか, 1980; 牧野・渡壁, 1984) や、流跡線上の傾度風バランスに基づく方法 (光田ほか, 1978; 藤井・光田, 1986; Mitsuta *et al.*, 1988) があり、風速分布を変圧風で表現しようとする試みもある (山下, 1974; 保科, 1974)。このほか、便宜的に作られた実験式も使われている (Miyazaki *et al.*, 1961; Terada and Kondo, 1972; 小西ほか, 1986; 近藤, 1994; Konishi, 1995)。しかし、各計算式の妥当性及び整合性すなわち“合理的な根拠があるかどうか”“結果が互いに一致するかどうか”は、意外なほど検討されていない。実際、計算方法によって結果が異なるとの指摘がある (牧野, 1994)。

また、台風の移動による風速の非対称の理由について、事典や解説書の解説は①“台風固有の軸対称な渦に台風の移動速度が加わる”というものと、②“台風

固有の軸対称な渦に一般風が加わる”というものとに分かれている。“一般風”という言葉で“台風を取り除いたと仮定した場合の大規模場の風”と解釈するならば、①と②は明らかに意味が異なる。

本稿では、各計算式について数式上の検討だけでなくいくつかのケースについて具体的な計算を行いながら、それぞれの妥当性及び互いの整合性を調べる。その際には台風の移動と一般風の両方が存在する場合を扱い、上記①②の比較についても触れる。

### 2. 問題設定

前章で紹介した計算式は、最後に掲げた実験式を除いて、次の前提 (近似) に基づいている。

1) 2次元の  $f$  面を考え、摩擦・拡散は無視する。

2) 気圧分布は、台風固有の軸対称な気圧場と、一様な気圧傾度との重ね合わせで表されるものとする。後者に対応する一様風 (地衡風) を、以下“一般風”と言う。

1) 2) により、運動方程式は次の形になる。

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} + f \mathbf{k} \times \mathbf{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + f \mathbf{k} \times \mathbf{G} \quad (1)$$

右辺は気圧傾度力を表す。その第1項は台風固有の円形の気圧場であり、 $r$  は台風中心からの距離である。第2項は一般風に対応する気圧場であり、 $G$  はそれに伴う地衡風である。その他の記号は、 $\mathbf{v}$  = 風速、 $f$  = コリオリ因子、 $\rho$  = 密度、 $\mathbf{k}$  = 鉛直方向の単位ベクトルである。このうち  $\rho$  と  $f$  は一定と見なすことにし、以下

\* On the formulae for wind distribution in a translating typhoon.

\*\* Fumiaki Fujibe, 気象研究所予報研究部。

—1995年12月11日受領—

—1996年7月8日受理—

$\rho = 1.2 \text{ kgm}^{-3}$ ,  $f$  は  $35^\circ\text{N}$  の値を使う. なお全体を通じてベクトル量を太字で表し, その絶対値を同じ記号の細字で表す.

以下, 台風の移動速度を  $C$  として, 次のケースを考える.

- ① 一般風がなく, 台風は静止 ( $C=0, G=0$ ).
- ② 一般風と等しい速度で台風が移動 ( $C=G \neq 0$ ).
- ③ 一般風はないが, 台風は移動 ( $C \neq 0, G=0$ ).
- ④ 一般風はあるが, 台風は静止 ( $C=0, G \neq 0$ ).
- ⑤ 一般風と台風の移動速度が異なる ( $C \neq G \neq 0$ ).

台風の移動速度が一般風に一致するという立場からすれば, ③以下は不自然に見える. しかし秋台風が本州付近を通る際などには移動速度が速いのに対して一般風は地上では弱く, ③に近い状況が珍しくない(冒頭で紹介した従来の計算方法はすべて③を想定している). ④は③とは逆で, 一般風のみ影響を調べるために設定したものである. ⑤は最も一般的な状況である.

台風の気圧分布としては, 次の藤田の式(例えば光田ほか, 1974)を使った.

$$p = p_0 - \Delta p \left(1 - \frac{1}{\sqrt{1+2q^2}}\right) \quad (2)$$

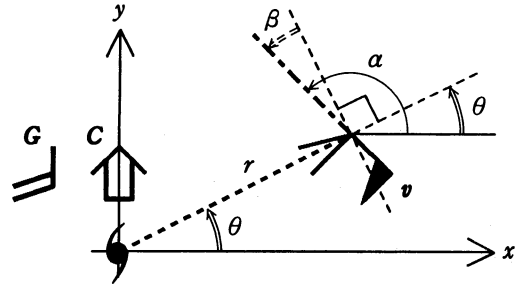
ここで  $p_0$  は無限遠の気圧,  $\Delta p$  は  $p_0$  と中心気圧との差である. また  $q = r/r_m$  であり,  $r_m$  は  $\rho$  = 一定の条件下で旋衡風速が最大になる場所である((2)の $\sqrt{\quad}$ の中は  $1+q^2$  と書かれることが多いが, その場合には旋衡風速の最大位置は  $\sqrt{2}r_m$  になる). 台風の気圧分布を表す実験式としては, Schloemer の式

$$p = p_0 - \Delta p \exp\left(-\frac{1}{q}\right) \quad (3)$$

もよく使われる(光田ほか, 1974, 1980; 藤井・光田, 1986)が, その気圧分布や風速分布は中心部 ( $r < 10 \text{ km}$ ) を除いて(2)によるものとほぼ一致する.

$r_m$  と  $\Delta p$  としては, 大型の強い台風として  $r_m = 60 \text{ km}$  と  $\Delta p = 80 \text{ hPa}$  の値を, また小型の弱い台風として  $r_m = 30 \text{ km}$  と  $\Delta p = 20 \text{ hPa}$  の値を使う. 以後, これらをそれぞれタイプL, タイプSと呼ぶ.

第1図は, 座標のとりかたと主な記号の定義を示す.(2)における  $r=0$  を原点とし, 一般風と台風の移動方向は便宜上ともに  $y$  方向としてある. ただし, 各計算式は一般風と台風の移動方向が異なる場合にも容易に拡張できる.



第1図 座標の取りかたと各記号の定義. 台風の移動速度  $C$  と一般風  $G$  をいずれも  $y$  軸方向とし, 台風中心からの距離を  $r$ , 方位角を  $\theta$  とする. また, 風向を  $\alpha$ , 風速を  $v$  とする.  $\beta$  は風向と円周方向との角度差で,  $\beta = \alpha - \theta - 90^\circ$  の関係がある. なお角度はすべて反時計回りに測る.

### 3. 台風静止時の風速分布

まず次章以降の準備として, 台風が静止している場合(ケース①④)を取り上げ, 風速分布に対する一般風の影響を見る.

台風が静止していれば  $dv/dt = 0$  と見なせる. 一般風がない場合(ケース①)には等圧線は円形になり,

(1)は傾度風バランス

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_g$$

すなわち

$$v_x = -v_g \sin \theta$$

$$v_y = v_g \cos \theta \quad (4)$$

を満たす.  $v_g$  は傾度風速で, 2次方程式

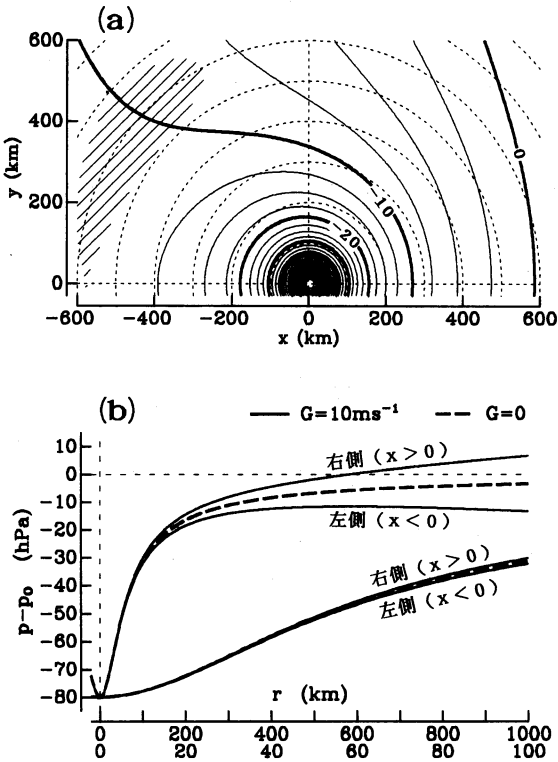
$$\left(f + \frac{v_g}{r}\right) v_g = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} \quad (5)$$

から計算される.

一般風がある場合(ケース④)には, 気圧分布は軸対称ではない. しかし, 中心付近では気圧傾度が非常に強いため, 気圧分布の非対称はごくわずかである.

第2図はタイプLの台風で  $G = 10 \text{ ms}^{-1}$  の一般風の気圧分布が重なった状態を示す. 中心付近では気圧傾度が地衡風に換算して  $500 \text{ ms}^{-1}$  を超え, 等圧線は一般風がない場合と同様, ほぼ円形のままである. また, 一般風が重なるため真の気圧中心は  $r=0$  からずれるが, このずれは第2図の例では  $0.2 \text{ km} (= \rho f r_m^2 G / 2 \Delta p)$ ; ただし(3)を使った場合には数  $\text{km}$  になり, 事実上無視できる.

(1)の気圧分布に傾度風バランスする解は, Yoshizumi (1968) によって求められている(ただし Yoshizumi 自身は後出の(12)で  $G=0$  とした場合を扱って



第2図 台風(タイプL)における気圧分布。(a)は東西方向の一様気圧傾度 ( $G=10 \text{ ms}^{-1}$ ) が重なった場合の分布を表し、等圧線(実線)は  $2.5 \text{ hPa}$  ごとで、 $y$  軸上の無限遠の気圧を0とする。点線は中心から  $50 \text{ km}$  ごとの同心円。斜線部は(6)~(9)で傾度風が定義されない場所。(b)は  $G=10 \text{ ms}^{-1}$  および  $G=0$  における  $x$  軸上の気圧分布で、上の3本のグラフは  $r=1000 \text{ km}$  まで ( $x$  軸の目盛りは上側)、下の3本は  $r=100 \text{ km}$  まで ( $x$  軸の目盛りは下側)を表す。

いる。これは(1)の  $G$  を  $-C$  に変えたものに当たる。風向が等圧線に平行であると仮定し、(1)のうち等圧線に沿う方向の成分をとると、

$$\frac{v^2}{R_t} + fv = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} \cos \beta + fG \cos(\theta + \beta) \quad (6)$$

となる。ここで  $\beta$  は風向と円周方向との角度差であり、風向が等圧線に平行であるという条件

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} \sin \beta + fG \sin(\theta + \beta) = 0 \quad (7)$$

から計算される。また等圧線の曲率  $R_t$  は、

$$\frac{1}{R_t} = \frac{\partial}{\partial s}(\beta + \theta) = -\sin \beta \frac{\partial \beta}{\partial r} + \frac{\cos \beta}{r} \left( \frac{\partial \beta}{\partial \theta} + 1 \right)$$

であるから、(7)を使って

$$\frac{1}{R_t} = \frac{\cos \beta}{r} + \frac{\frac{1}{\rho} \frac{d^2 p}{dr^2} \sin^2 \beta - \frac{fG}{r} \cos(\theta + \beta) \cos \beta}{\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} \cos \beta + fG \cos(\theta + \beta)} \quad (8)$$

と表される。この式から  $\beta$  を消去すれば、Yoshizumi (1968) が示した式

$$\frac{1}{R_t} = \frac{1 + A^2 + 2A \cos \theta + A^2 B \sin^2 \theta}{r(1 + A^2 + 2A \cos \theta)^{3/2}} \quad (9)$$

になる(ただし原文では  $\sin^2 \theta$  の2乗が抜けている)。ここで

$$A = \frac{G}{(1+K)v_g} \quad B = \frac{(1+2K)(S-K)}{(1+K)K}$$

$$K = \frac{v_g}{fr} \quad S = \frac{1}{f} \frac{dv_g}{dr}$$

である。(8)または(9)から計算された  $R_t$  を使って、(6)を2次方程式として解くことにより、 $v$  が得られる。中心の真横すなわち  $x$  軸上では  $\theta=0$  または  $180^\circ$  なので、

$$v = v_g \pm \frac{1}{K+1} G \quad (10)$$

となる(複号は上が右側すなわち  $x > 0$ 、下が左側を表す)。  $K$  は遠心力とコリオリ力の比を表している。

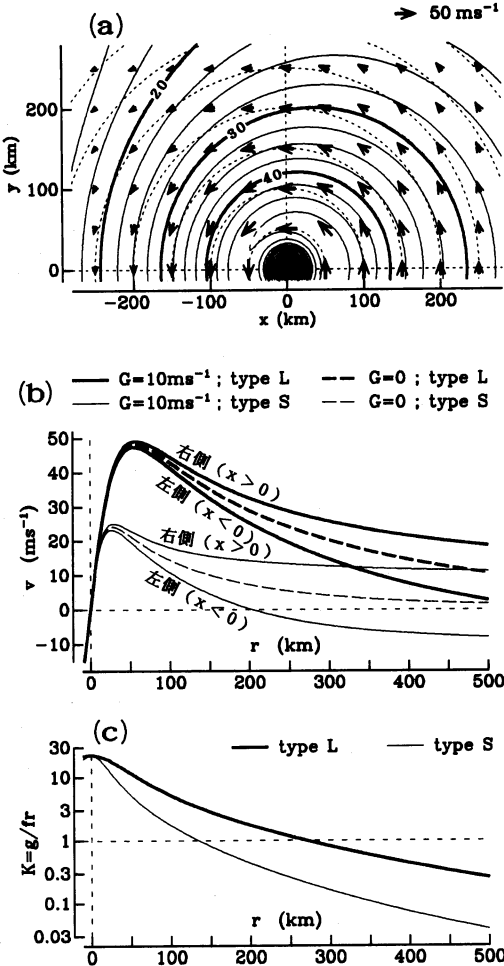
第3図は上記方法で計算された風速分布を示したもので、 $K$  の分布も併せて示す。中心付近では  $K$  は1をはるかに超える。このため(10)により

$$v \approx v_g$$

である。第3図の計算例では、左右の風速極大値の差はタイプL、Sの場合ともに  $1.8 \text{ ms}^{-1}$  に過ぎない。中心から遠ざかると  $K$  は減少し、これにつれて左右の風速差は増す。

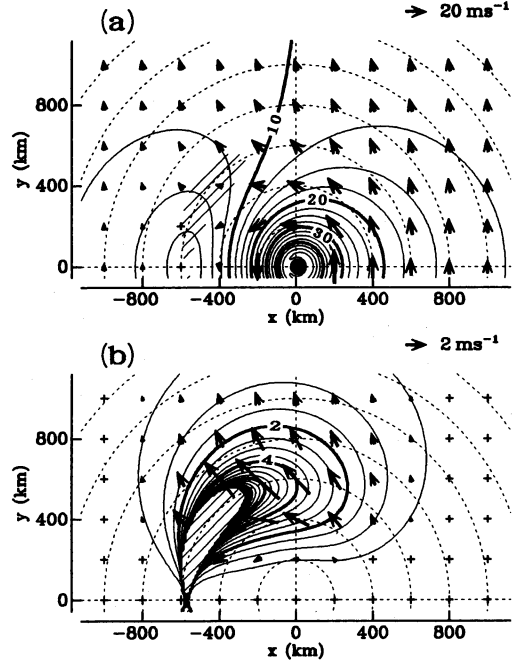
以上のように、中心付近の風速分布は一般風の影響をほとんど受けない。これは、中心付近の気圧傾度が一般風にほとんど影響されないこと(第2図)からも予想されることで、すでに高橋(1944)によって指摘されている。この点から見て、台風の風速分布の非対称を“台風固有の風に一般風が合成されるから”とする説明には疑問がある。“合成”という言葉は重ね合わせの原理を連想させるが、台風の中心域では遠心力が強いため気圧と風速との関係は線形ではなく、風についての重ね合わせの原理は成り立たないことに注意する必要がある。

なお(6)~(9)による風速分布はわずかながら発散



第3図 台風静止時の風速分布 ((6)~(9)による)。 (a) は  $G=10 \text{ ms}^{-1}$  でタイプL (第2図a) における風速分布を表したもので、風ベクトルを矢印で、等風速線を実線 ( $2.5 \text{ ms}^{-1}$  ごと) で示す。 (b) は  $x$  軸上の風速分布を4通りの場合について示したもので、中心の右側では南風、左側では北風を正とする。 (c) は  $K$  の分布。

があり、完全な傾度風バランスにはなっていない。しかしこの発散はわずか(第3図aの場合、中心から100 km 以内では  $\pm 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  程度)であり、現実の台風の中心域における収束に比べて小さいので、事実上は傾度風バランスが成り立っていると見なせる。一方、中心から遠ざかると等圧線が高気圧性の曲率になって傾度風が定義できない場所が出てくる。第2~第3図aに示した例では、中心の左側500~700 km のところにそのような場所がある(第2図aの斜線域; 第4図も参



第4図 台風静止時の風速分布 ( $G=10 \text{ ms}^{-1}$  でタイプLの場合)。 (a) は(11)で計算された風速分布で、+は風速  $4 \text{ ms}^{-1}$  未満を表す。 (b) はこれと(6)~(9)による風速分布(第3図a)との差を表したもので、風ベクトルの差を矢印で(+は  $0.4 \text{ ms}^{-1}$  未満)、その絶対値の等風速線を実線 ( $0.1 \text{ ms}^{-1}$  ごと) で示す。斜線部は(6)~(9)で傾度風が定義されない場所を表す。

照)。しかし、この状態になるのは ( $G$  がよほど大きい限りは) 中心から離れた風の弱い場所であり、現実には前線など基本場の擾乱の影響が目立つ領域であるため、解の不存在は実用面では深刻な問題ではないと考えられる。

第4図は、(10)を一般化した近似式

$$v = v_g + \frac{1}{K+1}G \tag{11}$$

による風速分布と(6)~(9)によるものとの差を示したもので、中心から1000 km 以上の広域を示してある。中心から200 km 以内では、両者の差は風ベクトルにして  $1 \text{ ms}^{-1}$  以内 ( $G$  の10%以下) であり、(11)は簡便な割に近似度は高い。中心から離れると、(6)が解を持たない場所の周囲では両者の差が大きいが、ここは傾度風そのものがあまり意味を持たないところであり、風速の計算値はいずれにしても形式的なものでしかない。(11)はこうした場所でもなめらかな風速分

布を与えるので、実用上使いやすい式である。

4. 台風移動時の風速分布：座標変換による計算式

Yoshizumi (1968) は、(1)を台風と一緒に動く座標系（以下“移動座標系”）に変換する方法で、一般風がない場合（ケース③）の風速分布を求めた。ここでは一般風がある場合（ケース②⑤）を含めて検討する。

移動座標系では、(1)は

$$\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} + f\mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + f\mathbf{k} \times (\mathbf{G} - \mathbf{C}) \tag{12}$$

となる。Vは移動座標系での風速、すなわち台風中心に対する相対速度であり、 $\mathbf{V} = \mathbf{v} - \mathbf{C}$ である。移動座標系では気圧分布は定常であるから、風速分布も定常であると仮定して、 $\partial \mathbf{V} / \partial t$ の項は除いてある。(12)を(1)と比べると、右辺に $-f\mathbf{k} \times \mathbf{C}$ が加わっている。従って前章の各式((6)以下)は、 $\mathbf{G} \rightarrow \mathbf{G} - \mathbf{C}$ とすれば移動座標系の傾度風の式として成り立つ。

台風の移動速度が一般風に等しい場合（ケース②）には、(12)の解は移動座標系における傾度風となり、

$$\mathbf{V} = \mathbf{v}_g$$

よって、

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_g + \mathbf{C} = \mathbf{v}_g + \mathbf{G} \tag{13}$$

である。すなわち、風速分布は台風固有の風  $\mathbf{v}_g$  に一般風=移動速度が重なった状態になる。これは直感的にも明らかである。

$\mathbf{C} \neq \mathbf{G}$ の場合（ケース③⑤）には、(12)の解は(11)で $\mathbf{G} \rightarrow \mathbf{G} - \mathbf{C}$ とすれば

$$\mathbf{V} = \mathbf{v}_g + \frac{1}{K+1}(\mathbf{G} - \mathbf{C}) \tag{14}$$

と表される。従ってもとの座標系では、

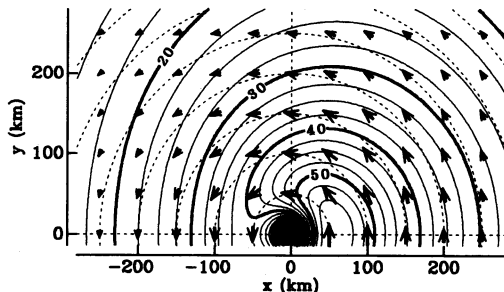
$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_g + \frac{K}{K+1}\mathbf{C} + \frac{1}{K+1}\mathbf{G} \tag{15}$$

となる。これと(6)~(9)(ただし  $A = (\mathbf{G} - \mathbf{C}) / (1 + K)v_g$ としたもの、以下同様)による計算値との差については、前章の結果(第4図b)が適用できる。

(15)から分かるように、風速の左右差が一般風によるか移動速度によるかは、Kの大小による。台風中心域では $K \gg 1$ であるから、

$$\mathbf{v} \approx \mathbf{v}_g \pm \mathbf{C}$$

であり、風速分布は“台風固有の渦+移動速度”になる。一方、中心から遠ざかるにつれて遠心力は小さく



第5図 台風移動時の風速分布((6)~(9)で  $A = (\mathbf{G} - \mathbf{C}) / (1 + K)v_g$ として計算したもの).  $C = 10 \text{ ms}^{-1}$ ,  $G = 0$ でタイプLの場合。

なり、 $K \ll 1$ の領域では

$$\mathbf{v} \approx \mathbf{v}_g \pm \mathbf{G}$$

である。これは、中心から離れた場所では移動速度の影響は小さく、“軸対称風+一般風”の風速分布になることを表している。

第5図は、(6)~(9)に基づいて  $C = 10 \text{ ms}^{-1}$ ,  $G = 0$ の場合の風速分布を示したものである。第6図は、 $C = 10 \text{ ms}^{-1}$ の場合についてGの3つの値(0および±10  $\text{ms}^{-1}$ の場合)のx軸上の風速分布を示したもので、次章以降の各計算方法による結果を併記してある。G=0の場合には左右の風速極大値の差は18  $\text{ms}^{-1}$ に達し、台風の移動速度がほぼそのまま風速の非対称性に反映されている。G=-10  $\text{ms}^{-1}$ すなわち移動速度と逆方向の一般風がある場合でも、右側の風速極大値は左側を約16  $\text{ms}^{-1}$ 上回っている。

5. 流跡線上の傾度風速に基づく計算式

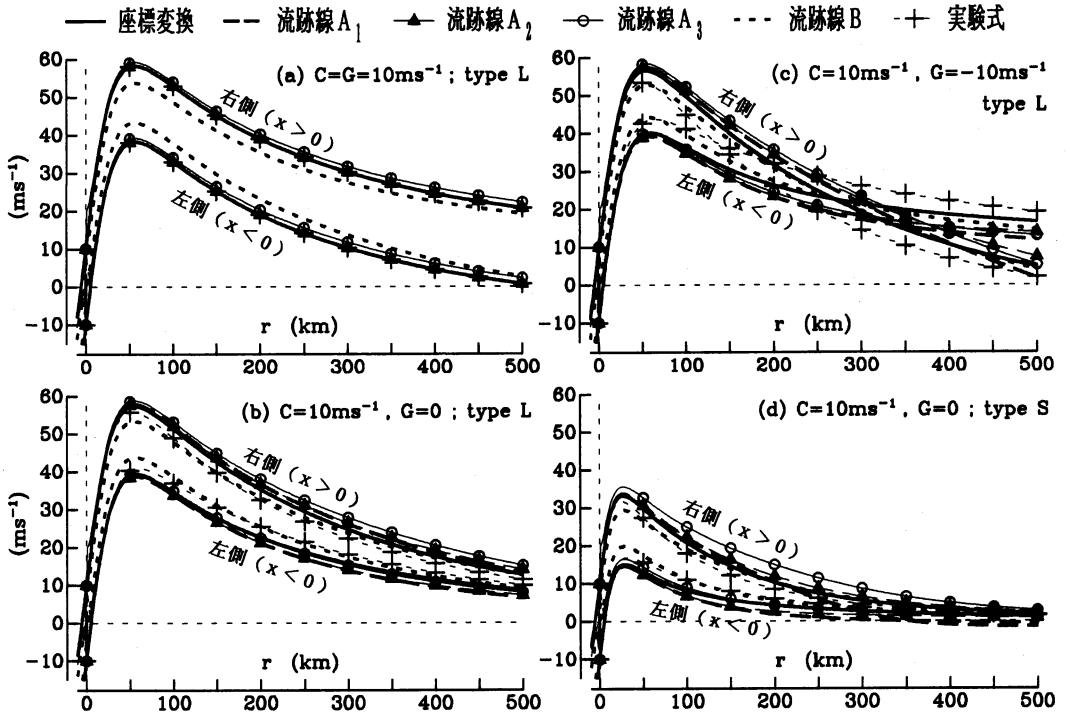
台風移動時には、空気の流跡は円ではなく、中心の右側では左側よりも大きな弧を描く。従って、右側では遠心力が弱いので風は強く、逆に左側では遠心力が強く働くので風速は小さい。流跡線による計算方法は、この考えに基づいている。これは、台風の風速の非対称性を理解する上で極めてエレガントな発想である。

流跡線の曲率は、Blatonの式

$$v \left( \frac{1}{r_t} - \frac{1}{r_s} \right) = \frac{\partial \alpha}{\partial t} \tag{16}$$

で与えられる。ここでαは風向、 $r_s$ と $r_t$ はそれぞれ流線と流跡線の曲率である。(16)は

$$\frac{d\alpha}{dt} = \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \alpha$$



第6図 各計算式による  $x$  軸上の風速分布。“座標変換”は(6)~(9)((15)も同じ)，“流跡線  $A_1$ ”は(22)，“流跡線  $A_2$ ”は(24)，“流跡線  $A_3$ ”は(25)，“流跡線 B”は(18)，“実験式”は(29)で計算したもの。なお(a)では座標変換・流跡線  $A_1$ ・流跡線  $A_2$ ・実験式の4本のグラフは一致する。

に  $da/dt = v/r_i$ ，および  $v \cdot \nabla \alpha = v/r_s$  を代入すれば導かれる(気象学ハンドブック編集委員会，1959)。流跡線上の傾度風バランスの式は

$$(f + \frac{v}{r_i})v = (f + \frac{v_s}{r})v_s \sin(\alpha - \theta) + fG \sin \alpha \tag{17}$$

となる。

(16)を台風に応用する際、これまでの使用例では“流線が等圧線と一致する”すなわち  $r_s = r$  という仮定が使われてきた。この場合には(16)から

$$\frac{1}{r_i} = \frac{1}{r} (1 - \frac{C \cos \theta}{v}) \tag{18}$$

となり、 $\alpha = \theta + 90^\circ$  であることから(17)は  $v$  の2次方程式として簡単に解ける。

しかし前章の検討結果から見ると、台風の中心付近では“流線が等圧線と一致する”という仮定は成り立たない。もし中心付近で(地上に固定された座標系で見て)流線が等圧線と一致するとすれば、移動座標系では等圧線と流線とが大幅にずれ、大きな非傾度風成

分が存在することになる。それでもなお移動座標系で定常な風速分布が実現されるためには、この非傾度風成分が非線形項 ( $v \cdot \nabla v$ ) とつり合うほかない。このような状態は非現実的である。

前章で見たように、台風の中心付近 ( $K \gg 1$  の範囲) ではむしろ“空気粒子と台風中心との距離が一定”という状態に近い。 $C = G$  ならば全域でこの条件が成り立つほか、 $C \neq G$  でも中心付近では近似的にこの状態になる。この場合には、

$$0 = \frac{dr}{dt} = \frac{\partial r}{\partial t} + v \cdot \nabla r = (v - C) \cdot \nabla r \tag{19}$$

の条件により、いくつかの手順を経て

$$\frac{1}{r_s} = \frac{P}{r} - \frac{C \cos \theta}{rv} + \frac{Q}{vP} \frac{\partial v}{\partial s} \tag{20}$$

$$\frac{1}{r_i} = \frac{P}{r} (P - \frac{C}{v} \cos \theta)^2 \tag{21}$$

が導かれる。ただし

$$P = \sin(\alpha - \theta) = \sqrt{1 - \frac{C^2}{v^2} \sin^2 \theta}$$

$$Q = \cos(\alpha - \theta) = \frac{C}{v} \sin \theta$$

である。(21)を使うと、(17)は3次方程式

$$\begin{aligned} & (Pv)^3 + (Pv)^2(fr - 2C \cos \theta) \\ & + Pv [C^2 \cos^2 \theta - (fr + v_g)v_g - frG \cos \theta] \\ & + fr \sin^2 \theta C(C - G) = 0 \end{aligned} \quad (22)$$

になる。

$C = G$  ならば(22)は2次方程式になり、その解は

$$v^2 = v_g^2 + C^2 + 2v_g C \cos \theta$$

となる。これは(4)と一致する。

$C \neq G$  の場合でも、 $x$  軸上では(22)は2次方程式になり、その解は

$$v = \pm C - \frac{fr}{2} + \sqrt{\left(v_g + \frac{fr}{2}\right)^2 \pm fr(G - C)} \quad (23)$$

となる。 $C \ll v$ ,  $G \ll v$  ならば(23)は近似的に

$$v = v_g \pm \frac{K}{K + 1/2} C \pm \frac{1/2}{K + 1/2} G \quad (24)$$

となる。これは(15)の右辺の1を1/2に変えたものになっている。これは“空気粒子と台風中心との距離が一定”という前提が( $C = G$  の場合を除いて)厳密には成り立たないためである。中心から離れるほど、この前提は成り立たなくなる。

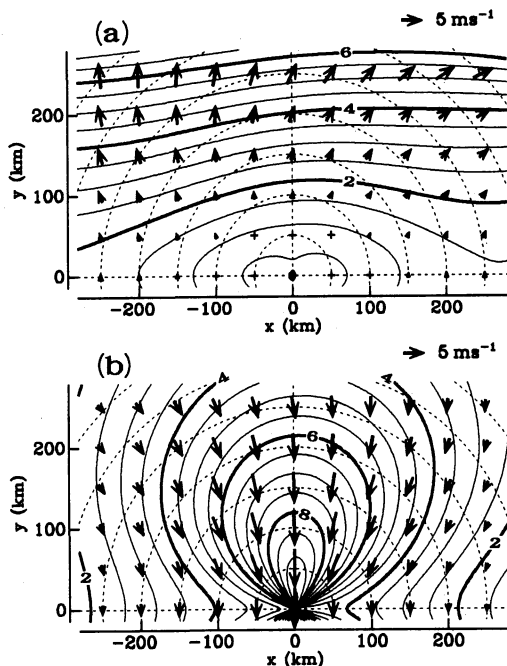
また、 $C \ll v$  ならば(21)は

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} \left(1 - \frac{2C \cos \theta}{v}\right) \quad (25)$$

となる。しかしこの場合にも(17)は $v$ の3次方程式になり、(22)に比べて計算はさほど簡単にはならない。ただし $G = 0$  ならば、(17)は $v$ の2次方程式になって、いくらか解きやすくなる。

第7図は $C = 10 \text{ ms}^{-1}$ ,  $G = 0$  の場合について、(22)および(18)から求められた風速分布と(6)~(9)による結果との差を示したものである。 $x$  軸上の風速分布については、(24)と(25)による結果を含めて第6図に示す。(22)やその近似式から計算された風速は、中心付近では(6)~(9)によるものに比較的近いが、それでも(15)に比べれば(6)~(9)からの差が大きい( $r = 100 \text{ km}$  で  $2 \text{ ms}^{-1}$  程度)。また上述の理由により、中心から離れるほど(22)~(24)による風速は(6)~(9)からのずれが大きくなる。

一方、(18)による風速分布は中心から遠い場所では比較的(6)~(9)によるものに近いが、中心付近では



第7図 (22)および(18)で計算された風速分布 ( $C = 10 \text{ ms}^{-1}$ ,  $G = 0$  でタイプLの場合) と(6)~(9)によるもの(第5図)との差。(a)は(22), (b)は(18)による。風ベクトルの+は  $1 \text{ ms}^{-1}$  未満を表す。

著しい差がある。とりわけ問題なのは、(18)による風速分布が $C = G$  (ケース②)における自明な解(13)からも大きく外れている点である。このケースに限らず、(18)を使うと中心付近の風速の非対称性が他の方法の約半分になる。これは、(25)の右辺の $2C$ が(18)では $C$ になっていることから予想されることである。

以上のように、流跡線による方法は全体として、計算が面倒な割には(6)~(9)との差が目立ち、簡潔さと近似度の点で(15)に及ばない。計算の前提が適切でない場合に実測に合う結果が得られたとしても、それは偶然の一致であり、実測との一致を重視するのであればむしろ後述の(28)のような式を実験式と割り切って使うほうが適切であろう。

なお、移動座標系での傾度風を  $V$  とすると、流跡線上の傾度風バランスは

$$\left(f + \frac{v}{r_t}\right)v = \left(f + \frac{V}{R_s}\right)V \sin(\alpha - \theta) + fC \sin \alpha$$

と表される。ここで  $R_s$  は移動座標系における流線の曲率半径、 $\theta$  はその曲率円の中心を原点とする方位角

である。上式は(17)で  $r \rightarrow R_s$ ,  $\theta \rightarrow \Theta$ ,  $v_g \rightarrow V$ ,  $G \rightarrow C$  と置き換えた形になっている。(19)以降の式で同じ置き換えをすると、(22)に対応する式を経て

$$v^2 = V^2 + C^2 + 2VC \cos \Theta$$

が得られ、これは前章で座標変換を使って計算された値に一致する。このことは、“流跡線上の傾度風”という発想自体に誤りはなく、流跡線の曲率が的確に求められれば座標変換で計算されたものと同じ結果になることを示している。しかし流跡線の曲率を簡単な式で表すことができない以上、流跡線上の傾度風は実用的な方法ではなさそうである。

## 6. 変圧風と台風の風との比較

変圧風 (Brunt-Douglasの変圧風) とは、ほぼ地衡風バランスした状態のもとで、気圧場が少しずつ時間変化する際に生ずる非地衡風成分であり、

$$v - v_g = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{\partial v_g}{\partial t} = \frac{1}{\rho f^2} \frac{\partial}{\partial t} \nabla p \quad (26)$$

で表される。ここで  $v_g$  は地衡風である。しかし、台風の中心域は地衡風とは程遠い状態なので、(26)は使えない。(26)を無理に台風当てはめると、中心付近の変圧風は  $K^2 C$  のオーダー、すなわち台風の移動速度の数十～100倍にもなってしまう。

とは言え、発想の点では変圧風と台風の風とは類似性がある。式(26)は、“地衡風の変化による加速度と非地衡風成分に働くコリオリ力が釣り合った状態”を表している。このバランスを台風が移動する場合に当てはめるため、“地衡風”を“傾度風”に、“コリオリ力”を“コリオリ力+遠心力”に読み変えた式を作ってみると、 $x$  軸上では

$$\left(f + \frac{v}{r_s}\right)v - \left(f + \frac{v_g}{r}\right)v_g = \frac{\partial v_g}{\partial t} \quad (27)$$

となる。本当に(27)が成り立つかどうかを確かめるため、(20)の  $r_s$  を使い、 $\partial v_g / \partial t = \pm v_g C / r$  であることを考慮すると、(27)は  $v$  の2次方程式になって、

$$v = v_g \pm \frac{K}{K+1/2} C + O(C^2)$$

が得られる。これは、 $C$  の1次のオーダーで(24)と一致する。従って変圧風は、実用面はともかくとして考え方の点では台風の移動による風速の非対称性の理解に役立つと考えられる。

## 7. Miyazaki ほかの実験式

ここまでの式は、何らかの理論的考察にもとづくも

のであった。これに対して、Miyazaki *et al.* (1961) は台風移動時の風速を次のような形の実験式で表した。

$$v = v_0 + a C \exp(-br) \quad (28)$$

ここで  $v_0$  は台風静止時の風速であり、 $a$  と  $b$  は定数である。この式はその後 Terada and Kondo (1972)、小西ほか (1986)、近藤 (1994)、Konishi (1995) などが利用している。

Miyazaki *et al.* (1961) は  $a$  の値を明記していないが、Terada and Kondo (1972) と近藤 (1994) では  $a=0.8$ 、Konishi (1995) では  $a=0.85 \sim 0.9$  が使われている。これらは表面摩擦による風速減少分という意味合いがあるようで、もしも摩擦がなければ  $a=1$  となるべきではないかと考えられる。その場合には、台風の移動による補正量は中心付近では  $C$  であり、第4章の結果と合う。しかし、中心から離れるにつれて(28)による補正量は指数関数で減るのに対し、(6)～(9)や(15)による補正量は(2)や(3)を使った場合にはほぼ  $r^{-3}$  に比例して減少する。このため中心から遠ざかると、(28)による補正量は(6)～(9)や(15)に比べて小さくなる。

第6図は  $v_0$  として(2)による傾度風を使い、上で紹介した使用例を参考にして  $b = \pi / (10 r_m)$ ,  $a=1$  として計算した結果を示す ( $\pi$  は円周率)。ただし  $G \neq 0$  の場合には、(28)を拡張した式

$$v = v_0 + a [C \exp(-br) + G \{1 - \exp(-br)\}] \quad (29)$$

を使った。この結果を見ると、中心から 50 km ぐらいまでは(29)による値と(6)～(9)および(15)による結果とがほぼ一致する。しかし中心から 100 km 以上ではずれが目立ち、(29)のほうが左右の風速差が弱い。

このように、(28)や(29)による風速分布は前章までの式によるものとはやや違いがある。(28)はごく便宜的に作られた式であり、実測資料による十分な検証を経たわけではないので、これが台風移動時の風速を表す上で最善の式であるかどうか、なお検討の余地がありそうである。

## 8. まとめ

軸対称な気圧分布を持つ台風が一定の速度で移動する場合や、一様な気圧傾度 (一般風) が加わった場合について、風速分布を与える各種の計算式を比較検討した結果、以下の所見が得られた。

- 1) 台風の中心に相対的な座標における傾度風バラ



ンスを計算する方法：式(6)~(9)(ただし(9)で  $A=(G-C)/(1+K)v_g$  としたものの)……概念的にはこれが最も合理的であると考えられる。しかし中心から離れたところには傾度風が存在しない領域がある。

2) 台風静止時の風速分布に  $(KC+G)/(K+1)$  の補正をする方法：式(15)……これは中心付近では(1)の良い近似になる。また、傾度風が存在しない場所でも形式的に風速が与えられるので、実用上使いやすいと考えられる。この式により、台風の中心付近( $K \gg 1$ の領域)の風速分布はほぼ“台風固有の渦にその移動速度が加わった状態”になることが分かる。

3) 流跡線上の傾度風速を計算する方法：式(18)等……これはエレガントな発想であるが、流跡線の曲率を的確に計算することは難しく、実用性は低い。しばしば使われる“流線=等圧線”という仮定は力学的に不自然であり、これに基づく風速分布は妥当性が疑われる。

4) 変圧風：式(26)……これは地衡風を前提にしたもので、台風には適用できない。ただし、考え方の点では台風の風速分布の非対称性を理解する上で役立つ。

5) Miyazaki *et al.* の実験式：式(28), (29)……これは中心付近では1)2)に似た風速分布を与えるが、中心から離れたところでは1)2)よりも非対称の程度が弱い。この点については、1)2)と5)のどちらがより実用的な式であるのか検討を重ねる必要がある。

本稿の議論は表面摩擦を無視しているの、地上風とそのまま対応するわけではない。摩擦を取り入れた計算例としてはYoshizumi (1968), Shapiro (1983), 孟ほか (1993) などがあるが、いずれもさまざまな仮定(例えば(18))に基づいている上、大量の繰り返し計算を要する。また現実には地形の影響や前線の存在(例えば藤部ほか, 1995)によって風速分布はいっそう複雑になり、摩擦を入れてもなおその正確な再現は無理である。この点で本稿に示した計算式は、現実の風速分布の忠実な表現というより、その第1近似式としての簡便さに利用価値があり、防災対策や高潮等のシミュレーションのほか、ドップラーレーダー資料による風速解析(立平ほか, 1995)の初期値など新たな利用方法も考えられる。これらの利用の際に今回の検討結果が参考になることを期待したい。

## 謝 辞

作図には気象研究所の HITAC S-3800 計算機を使った。

## 参 考 文 献

- 藤部文昭, 田畑 明, 赤枝健治, 1995: 台風8922とその北側を進んだメソ寒冷前線に伴う南関東の下層風の特徴, 天気, 42, 617-626.
- 藤井 健, 光田 寧, 1986: 台風の確率モデルの作成とそれによる強風のシミュレーション, 京都大学防災研究所年報, 29B-1, 229-239.
- 保科正男, 1974: 台風に伴う雨量の数値計算(主として地形性降雨), 電力と気象, 21, 53-65.
- 気象学ハンドブック編集委員会, 1959: 気象学ハンドブック, 技報堂, 1321 pp., 459.
- 近藤純正, 1994: 台風内の海上風速, 水環境の気象学(近藤純正編著), 朝倉書店, 348 pp., 125-127.
- Konishi, T., 1995: An experimental storm surge prediction for the western part of the Inland Sea with application to Typhoon 9119, Pap. Meteor. Geophys., 46, 9-17.
- 小西達男, 上平悦朗, 瀬河孝博, 1986: 台風8506号による高潮と副振動, 天気, 33, 263-270.
- 牧野 稔, 1994: 明石海峡における年最大風速値の極値分布の確率論手法による考察, 日本風工学会誌, 58, 3-9.
- 牧野 稔, 渡壁守正, 1984: 台風による強風の確率モデルに基づく基準風速図, 日本風工学会誌, 19, 11-20.
- 孟 岩, 松井正宏, 日比一喜, 1993: 台風に伴う強風場を求めるための解析モデルの提案, 日本風工学会誌, 57, 1-14.
- 光田 寧, 藤井 健, 川平浩二, 1974: 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, 17B, 227-234.
- 光田 寧, 藤井 健, 川平浩二, 1980: 移動する台風の気圧場から求めた傾度風と実測風との比較, 京都大学防災研究所年報, 23B-1, 271-279.
- 光田 寧, 文字信貴, 塚本 修, 浅井東洋, 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, 21B-1, 405-415.
- Mitsuta, Y., T. Suenobu and T. Fujii, 1988: Super-gradient surface wind in the eye of a typhoon, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 505-508.
- Miyazaki, M., T. Ueno and S. Unoki, 1961: Theoretical investigations of typhoon surges along the Japanese coast, Oceanogr. Mag., 13, 51-75, 103-117.
- Shapiro, L. J., 1983: The asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane, J. Atmos. Sci.,

40, 1984-1998.

高橋浩一郎, 1944: 移動しつつある気圧の場に伴う風に就いて, 気象集誌, 22, 19-21.

立平良三, 山崎拓哉, 瀬古 弘, 島津好男, 1995: 単一ドップラーレーダーによる台風周辺の上層風推定 (VVP法の台風への適合), 日本気象学会予稿集, 67, 174.

Terada, K. and J. Kondo, 1972: Trajectory of air

parcel and energy supply from the ocean in typhoon area, Umi to Sora, 48, 1-14.

山下 洋, 1974: 台風域内の変圧風分布, 研究時報, 26, 151-156.

Yoshizumi, S., 1968: On the asymmetry of wind distribution in the lower layer in typhoon, J. Meteor. Soc. Japan, 46, 153-159.

## 支部だより

### 第3回中部支部公開気象講座の開催報告及びテキストの案内

日本気象学会中部支部では1996年8月31日(土), 第3回公開気象講座を「気象環境と東海地方—地球温暖化・酸性霧と雨・オゾン層破壊—」をテーマとして, 名古屋市中小企業振興会館において開催した。

受講者は, 10代から70歳前後の方まで, およそ130人であった。また, テレビ局3局と新聞社3社による取材もあり, その様子は同日のテレビや翌日の新聞で報道された。

講義の題名及び講師は次のとおりである。地球環境問題が幅広い層の人々に大きな関心事になっていることに加えて, いずれの講義も, 東海地方に生活する人々への直接的な影響もまじえた内容であり, 大変好評であった。

「地球温暖化と東海地方の気候」

大和田道雄 (愛知教育大学)

「東海地方の渇水と降雨傾向」

加藤内蔵進 (名古屋大学大気水圏科学研究所)

「平野の酸性雨・山地の酸性霧」

石坂 隆 (名古屋大学大気水圏科学研究所)

「太陽紫外線と東海地方の生活」

岩坂泰信 (名古屋大学太陽地球環境研究所)

なお, 講座で使用したテキストに残部がありますので, 興味のある方は下記の要領で申し込んでください。

#### 記

価 格: 1冊700円 (A4版48ページ)

送 料: 1冊240円, 2~3冊310円, 4~5冊340円  
6~8冊380円

申込先: 〒464 名古屋市千種区日和町2-18

名古屋地方気象台予報課内

日本気象学会中部支部公開気象講座事務局 木村吉宏あて

申込方法: 郵便葉書またはFAX 052-751-4642で, 「第3回テキスト」と明記し, ① 郵送先住所・氏名, ② 申込部数をお知らせ下さい。

送金方法: 郵便振替 (テキスト送付時に振替用紙を同封します)