

台風時の風速と乱れ強度の鉛直分布

The Vertical Distribution of Wind Speed and Turbulence Intensity in the Atmospheric Boundary Layer during Typhoon

孟 岩、松井正宏、嶋田健司、日比一喜[§]

Yan MENG, Masahiro MASTUI, Kenji SHIMADA and Kazuki HIBI

A field and numerical study was performed to investigate the turbulent characteristic and vertical distributions of the wind field during typhoon. The turbulent characteristics of typhoons were analyzed using the wind speed records obtained at a 100m height tower during two typhoons in 1991. The results indicate that the values of turbulence intensity of the typhoons depend on the surface roughness length and the topography around the observation site. The vertical distributions of wind speed and turbulence intensity during typhoon and non-typhoon climate were simulated by using a numerical model. The results show the values of mean wind speed and standard deviations during typhoon are larger than those during non-typhoon wind, but the difference of turbulence intensity between them is very small.

Key Words : Turbulent characteristic of typhoon, Roughness length, Topography, Vertical distribution of wind speed and turbulence intensity

1. はじめに

台風時の平均風速と乱れ強度の鉛直分布を正確に予測することは、耐風設計上重要な意味をもつ。しかし、台風時では高高度での観測が非常に困難なため、台風時の大気境界層の高さ(1~2km)までの平均風速と乱れ強度の鉛直分布に関するデータがほとんど得られておらず、これまでのところわずかに Choi[1]によるゾンデを用いた平均風速の観測が行われているのみである。

一方、100m以下の地表面付近における台風観測は、いままで数多く行われ、台風時の強風に関する貴重な観測データが得られた[2]~[7]。しかし、台風時の乱れ強度の特性については、これらの観測から統一的な見解が得られていない。筑波[5]での台風観測からは、台風と季節風との乱れ強度はほとんど差がないという結果が得られているが、反対に、香港の Cape D'Aguilar[3]での台風観測からは、台風と季節風との乱れ強度の大きさは一桁違うという結果が得られている。また、台風 T9119 時の九州地方の各気象官署の記録から求めたガストからは非常に大きな値が得られている[7]。更に、長崎の Huis Ten Bosch の観測[6]では、乱れ強度の値は同じ台風についても一定しておらず、台風の通過時に大きく変化している。強風時の乱れ強度の値は、ガスト影響係数の評価に直接関わるため、台風時の大きな乱れ強度の発生原因及び台風時の大気境界層の性質を明らかにする必要がある。

そこで本研究では、まず、Huis Ten Bosch で観測された 1991 年の一連の台風観測データをもとに、台風

* 研究員、工博 清水建設(株)技術研究所 (135 東京都江東区越中島3丁目4番17号)

† 研究員 同上

‡ 研究員 同上

§ 主席研究員、工博 同上

時の強風の乱れ強度と観測点周辺の地形との関係を明かにし、季節風時の強風に見られない大きな乱れ強度が台風時に観測される理由を明らかにする。そして、台風に伴う強風場を求めるための数値モデルを構築し、台風時の平均風速と乱れ強度の鉛直分布の特性を理論的に明らかにする。

2. 台風時の強風の乱流特性

ここで、解析に用いたデータは、長崎 Huis Ten Bosch にある Domtoren Tower で観測されたもので、風速及び風向は、建物の最上部（地上高さ 100m）に取り付けられた三杯型風速計（牧野応用計測器 AF-860）及び風向計（牧野応用計測器 VF-216）により計測したものである。風向計の分解能は 16 風向（22.5 度ピッチ）である。測定器からの出力は 20Hz で A-D 変換され、コンピュータにより 10 分間ごとに逐次統計処理される [6]。また風向、風速の時系列記録は 10 分間平均風速が 15m/s を超えた時点より光磁気ディスクに自動的に記録される。以下に述べる乱れ強度などの統計量の一部分は風速の時系列記録から求めたものである。その際に台風の非定常性が考慮され、風速の変動成分は瞬間風速値から 10 分間の移動平均値を差し引いた値により求めた。

図 1 には台風 T9119 時の台風眼通過時の風速記録を示す。16:00 から 16:20 までの 20 分間の計測の中断部分を除いて、台風眼を含む台風域の強風データが得られている。図 2 には変動風速の標準偏差の時間変化を示す。台風眼通過前後に二つの主要なピークがあり、これらのピークは、台風の最大風速域に対応している。また、台風眼通過前後の変動風速が平均風速の減少とともに小さくなっていることが分かる。図 3 には風の乱れ強度の時間変化を示す。その値は 9% から 33% まで大きく変化している。

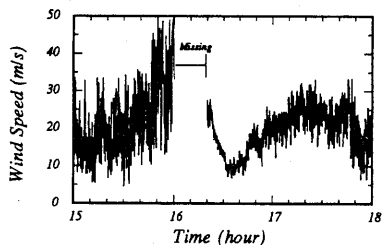


図 1 台風 T9119 時の瞬間風速記録

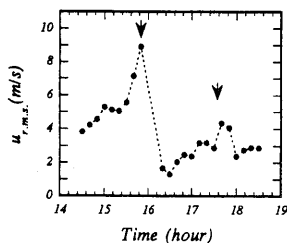


図 2 変動風速の標準偏差の時間変化

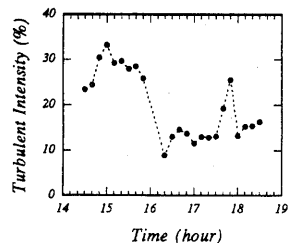


図 3 乱れ強度の時間変化

乱れ強度の値が地表面粗度の大きさに依存することは、季節風による強風の観測から明らかにされている [8,9]。ここで、台風 T9119 の観測データについても地表面粗度別に整理を行った。図 4 は、乱れ強度の平均風速による変化を粗度別に示しているものである。同図には比較のため、台風 T9109 の観測データ（白丸）[6] も示した。乱れ強度の値は、海（図 4-a）、陸（図 4-b）、丘陵（図 4-c）から吹いてくる場合、それぞれ平均で 10%、15%、25% となっている。海、陸からの風については、台風 T9119 と台風 T9109 による違いが見られない。ただし、図 4-b の中には平均値から大きく外れた点が見られる。これは地形の水平方向の非均一性によるもので、この点については文献 [10] に詳しく述べている。以上のように、台風の乱れ強度は、季節風と同様に地表面の粗度に依存し、地表面粗度別に整理することができる。

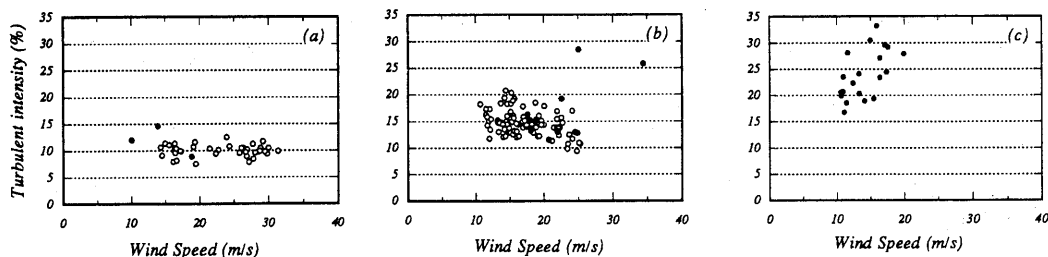


図 4 乱れ強度の平均風速による変化 (a) 海から、(b) 陸から、(c) 丘陵から吹く風

ここで季節風時の強風には見られない大きな乱れ強度が台風時に観測される理由について考えてみる。一般に季節風による強風には、地域ごとの特定の卓越風向が存在するが、台風による強風では台風の通過に伴い風向が著しく変化する。そのため、季節風の卓越風向以外方向で観測点周辺の地形や地表面の粗度が大きく変化していれば、季節風には見られない大きな乱れ強度が台風時に観測される可能性がある。長崎 Huis Ten Bosch での台風 T9109、台風 T9117 及び台風 T9119 時の観測記録 [6] では、風向はほとんど全方位を含んでおり、大きな乱れ強度が観測されたのは、丘陵のある方向から吹いてきた強風の場合である。同様なことは、台風と季節風の乱流特性の相違を報告している香港島の Cape D'Aguilar での観測にも言える。香港島の Cape D'Aguilar の観測点の周辺地形は、長崎 Huis Ten Bosch の場合と同様に、観測点の周囲約 2km 以内に 150m を超える丘陵がある。風向記録についての詳細は論文中に明記されていないが、風速記録に基づき計算された粗度長 z_0 の値が 0.15m から 2.3m まで大きく変化していることから、そこでの観測記録は周辺地形の影響を強く受けていた可能性が大きいと推定される。一方、台風時の強風と季節風とで乱れ強度に差が見られないことを報告している例として、筑波大学の水理実験センターでの観測がある。そこでの観測点の風上側 30km 以内には大きな地形変化はない。以上の考察から、台風時に季節風時に比べ大きな乱れ強度が観測される最大の理由は、台風の風向特性と観測点周辺の地形によるものであることが分かる。

しかし、台風と季節風との乱れ強度は差があるかどうかを一地点の観測データ [5] から判断するのは、やや普遍性に欠ける。まだ、乱れ強度以外の乱流統計量については、台風時の強風に関する観測データが必ずしも十分とは言えない現在、明確ではない。そこで、本研究ではこれらの点を明らかにするために、台風時の大気境界層を記述する数値モデルを構築し、台風時の平均風速と各種の乱流統計量の鉛直分布の特性を詳細に調べることとする。

3. 台風時の大気境界層の数値モデル

強風時の大気境界層が中立にあると仮定すれば、台風に伴う強風場を、Navier-Stocks 方程式で記述することができ、この方程式を直接に解くことにより、台風時の強風場が求められる。しかし、N-S 方程式を直接解くことは、膨大な計算時間を要し、また、台風時の大気境界層の本質を表すパラメーターを抽出しにくいという点もあり、得策ではない。そこで、本研究では、台風時の大気境界層を記述できる近似方程式を用いることにする。

これまで、著者らは台風に伴う強風場を求めるための解析モデルを提案してきた [11]。この台風モデルでは、台風に伴う風速 \vec{v} を、鉛直方向のせん断力を無視できる自由大気中の傾度風速 (Gradient Wind) \vec{v}_g と地表面の摩擦による成分 \vec{v}' との和で表すことにし、N-S 方程式を、傾度風速 \vec{v}_g に関する方程式と、地表面の粘性による成分 \vec{v}' に関する方程式に分けることにした。そして、これらの式の非定常項に対するモデル化及び各項に対する摂動解析を行い、台風時の大気境界層を記述できる近似方程式を導出した。この台風モデルを作成する際のフローチャートを図 5 に示す。また、この論文では速度成分 \vec{v}' を表す方程式の中の渦粘性係数 K_m の値は一定として仮定し、方程式の解を解析的に求めた。この解析解を用いて 1991 年

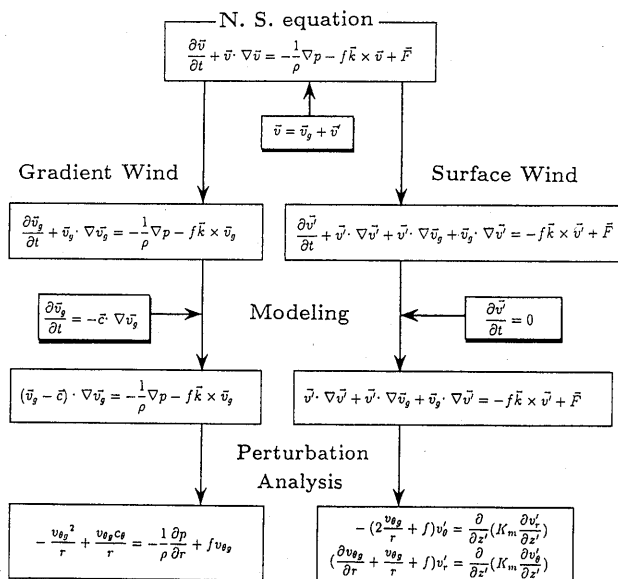


図 5 台風モデル作成のフローチャート

の一連の台風記録 [6] をシミュレートし、風向、風速の観測記録をよく再現することを確認した。ただし、台風時の強風の乱流特性を検討する際には、渦粘性係数を一定値として仮定することには無理があり、この点に関して、より精度の高い乱流モデルを用いる必要がある。

そこで、本研究では速度成分 \vec{v} を表す方程式の中の渦粘性係数 K_m を速度勾配の関数とし、速度成分 \vec{v} を表す二つの方程式 (1)、(2) を、 K_m を表す式と同時に数値的に解くことにした。

$$-(2\frac{v_{\theta g}}{r} + f)v'_\theta = \frac{\partial}{\partial z'}(K_m \frac{\partial v'_r}{\partial z'}) \quad (1)$$

$$(\frac{\partial v_{\theta g}}{\partial r} + \frac{v_{\theta g}}{r} + f)v'_r = \frac{\partial}{\partial z'}(K_m \frac{\partial v'_\theta}{\partial z'}) \quad (2)$$

ここで

$$f_\lambda = [(\frac{\partial v_{\theta g}}{\partial r} + \frac{v_{\theta g}}{r} + f)(2\frac{v_{\theta g}}{r} + f)]^{1/2} \quad (3)$$

$$\xi = \frac{(2\frac{v_{\theta g}}{r} + f)^{1/2}}{(\frac{\partial v_{\theta g}}{\partial r} + \frac{v_{\theta g}}{r} + f)^{1/2}} \quad (4)$$

とおくと、式 (1)、(2) は次のようになる。

$$-\xi f_\lambda v'_\theta = \frac{\partial}{\partial z'}(K_m \frac{\partial v'_r}{\partial z'}) \quad (5)$$

$$\frac{1}{\xi} f_\lambda v'_r = \frac{\partial}{\partial z'}(K_m \frac{\partial v'_\theta}{\partial z'}) \quad (6)$$

ここで、 f_λ と ξ は台風時の大気境界層の性質を表すパラメーターで、計算結果に及ぼす影響については次節で詳しく説明する。

式 (5)、(6) についての境界条件は、以下のように考える。上空では

$$\vec{v}'|_{z' \rightarrow \infty} = 0 \quad (7)$$

とする。また、地表面近傍では、対数分布が成り立つと仮定し、

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z-d+z_0}{z_0} \quad (8)$$

とする。ここで、 $u(= \sqrt{v_\theta^2 + v_r^2})$ は主流風速、 κ は Kàrmàn 定数、 d は零面変位である。また、 z_0 は相当粗度長で、地表面粗度と地形効果を表すパラメーターである。これらの値の設定方法については文献 [11] を参照されたい。

台風時の大気境界層の乱流特性について調べる場合は、境界層内の乱流に関するパラメタリゼーションが非常に重要である。本研究では、Mellor and Yamada [12] により提案された乱流 closure model を適用する。この closure model は乱流過程の表現段階によって level 1~4 までの 4 つの精度階級に分かれている。大気境界層の性質を調べることを目的としている場合には、乱流エネルギーを乱流物理量に関する代数方程式から決定する level 2 を用いれば、十分な計算精度が得られる [12]。また、大気が中立状態であれば、渦粘性係数 K_m は、以下のように与えられる。

$$K_m = B_1^{1/2} \kappa^{3/2} L^2 [(\frac{\partial v_\theta}{\partial z'})^2 + (\frac{\partial v_r}{\partial z'})^2]^{1/2} \quad (9)$$

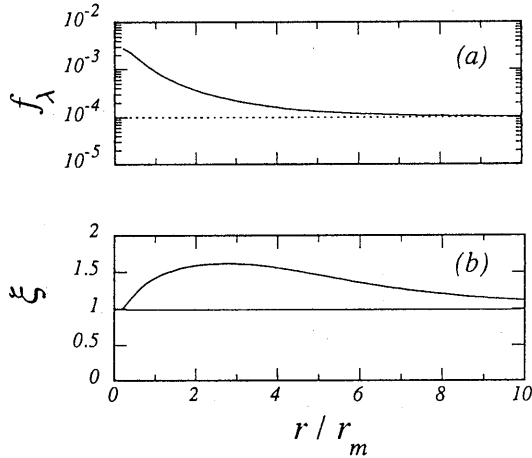


図 6 f_λ と ξ の台風半径方向の変化

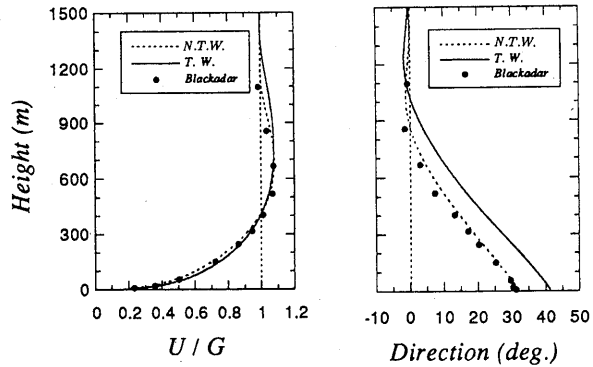


図 7 台風と季節風の平均風速と傾度風のなす角度

ここで、 L は乱流渦の特徴長さで、Blackadar[13] により提案された次式を採用する。

$$L = \frac{\kappa z'}{1 + \kappa z'/L_0} \quad (10)$$

また、(10)式の中の定数 L_0 については、乱流エネルギーの平方根 q の一次モーメントと 0 次モーメントの比を表す次式から求める。

$$L_0 = \alpha \frac{\int_0^\infty z' q dz'}{\int_0^\infty q dz'} \quad (11)$$

ここで、 α は経験的定数で、0.0675 とした。

乱流エネルギー q^2 は乱流エネルギーの生成と消散の釣り合い式から、以下のように求められる。

$$q^2 = B_1 \kappa L^2 \left[\left(\frac{\partial v_\theta}{\partial z'} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_r}{\partial z'} \right)^2 \right] \quad (12)$$

また、主流方向の変動風速の標準偏差 u'^2 は次式から求める。

$$u'^2 = \left(\frac{1}{3} + 4 \frac{A_1}{B_1} \right) q^2 \quad (13)$$

ここで、 A_1 、 B_1 はそれぞれ closure model に現れるパラメーターで、0.92、16.6 である。

4. 台風時の平均風速と乱れ強度の鉛直分布

台風時の風速分布については、文献 [1] 以外にほとんど見あたらない。そこで、本研究ではまず、地表面粗度が一様な場合について、台風時の大気境界層の一般的な性質を調べてみる。台風パラメータの選定は台風 T9119 を参考にして定め、 $\Delta p = 60 \text{ hPa}$ 、 $r_m = 80 \text{ km}$ 、 $c = 15 \text{ m/s}$ とした。また、Coriolis パラメーター f は 10^{-4} s^{-1} とし、地表面の粗度長 z_0 の値を 1.0m と設定した。台風時の大気境界層の一般的な性質を調べる前に、まず、支配方程式 (5)、(6) の中に含まれる二つのパラメーター f_λ と ξ の特性を明らかにする。

図 6-a にはパラメーター f_λ の台風半径方向の変化を示す。台風の中心に近づくと、 f_λ の値は、Coriolis パラメーター f の値に比べかなり大きい値となり、台風中心から離れるにつれて、 f_λ の値は次第に小さくなり、Coriolis パラメーター f の値に等しくなる。Coriolis パラメーター f の値は、地球の自転により大気境界層の持つ渦度 ($2 \times \omega \sin \psi$ 、 ω : 地球自転の角速度、 ψ : 緯度) の大きさを表している。一方、 f_λ を記述する (3) 式を見て分かるように、式の中には、地球自転による渦度を表す項 f が含まれている以外、台風自身の持つ渦度を表す項 ($\frac{\partial v_\theta}{\partial r} + \frac{v_\theta}{r}$) も含まれている。台風の中心から離れるにつれて、台風自身の持つ渦度は次第に小さくなり、最終的に、地球自転による渦度のみが残され、 $f_\lambda = f$ となる。台風の中心から十分離れると、そこで ξ の値は 1 となるため、台風を記述する運動方程式 (5)、(6) は地衡風を記述する方程式となる。

図 6-b にはパラメーター ξ の台風半径方向の変化を示す。 ξ の値は、台風の中心域と台風中心からかなり離れた域では 1 に近い値をとり、その以外の域では 1 より大きい値をとることが分かる。 ξ の値が 1 となるころでは、 ξ を記述する (4) 式を調べれば分かるように、渦度の軸方向の分布が一様になっている。すなわち、 ξ は台風時の大気境界層の持つ渦度の軸 r 方向の非一様性を表すパラメーターとなっており、台風時の風速と乱れの鉛直分布の形成に大きな影響を与える。 ξ の値が 1 より大きくなると、(5) 式左辺の v_θ' にかかる係数は、(6) 式左辺の v_r' にかかる係数より大きくなり、方程式 (5)、(6) のバランスは $\xi = 1$ の場合と異なってくる。

以上の分析から分かるように、台風時の大気境界層を記述する本数値モデルは、傾度風 (Gradient Wind)

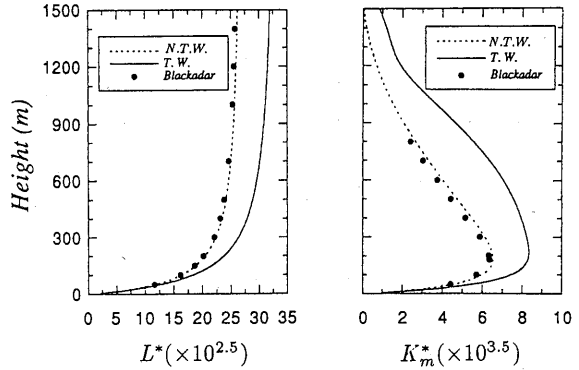


図 8 無次元化した乱流特徴長さ L^* と渦拡散係数 K_m^*

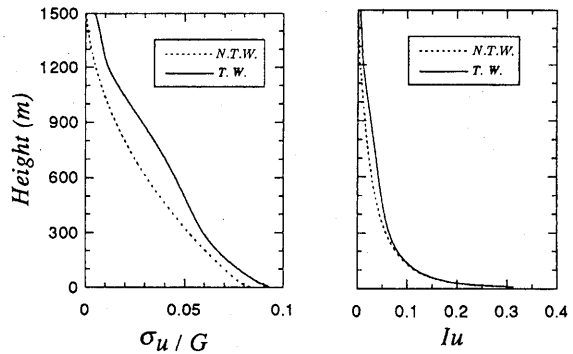


図 9 無次元化した変動風速の標準偏差と乱れ強度

を表す一般的な方程式となっている。台風の中心付近域では(1)、(2)式は旋衡風(Cyclostrophic Wind)を近似し、また、台風の中心から十分に離れると、この二つの式は地衡風(Geostrophic Wind)を近似することになる。パラメーター f_λ と ξ の値を変化させて流れ場を調べれば、台風を含む中立時の大気境界層の性質が分かる。ここで、 G/f_λ 値を $10^5 m$ と設定し、 $\xi = 1.0$ (case1)と $\xi = 1.5$ (case2)の二つのケースについて計算を行った。case1は、地衡風近似で表せる季節風($G = 10.0 m/s, f_\lambda = 10^{-4}$)を代表し、case2は、台風時の強風($G = 39.0 m/s, f_\lambda = 3.9 \times 10^{-4}, r/r_m = 2.0$)を代表する。季節風のパラメーター(case1)は、Blackadarの計算($G = 10.0 m/s, f = 10^{-4}, z_0 = 1.06 m$)に使用した値とほぼ等しくなるように設定した。また、台風と季節風の計算結果を比較するため、風速を傾度風速 G で、乱流特徴長さ L を $\Lambda (= (\frac{G}{f_\lambda} z_0)^{1/2})$ で、渦粘性係数 K_m を ΛG で無次元化する。

図7には傾度風速 G で無次元化した風速と傾度風のなす角度 γ を示す。点線は季節風(N.T.W.: Non-Typhoon Wind)、実線は台風(T.W.: Typhoon-induced Wind)、黒丸はBlackadarの計算結果を示す。傾度風のケースについては、本計算で得られた値がBlackadarの計算結果によく一致しており、計算コードの妥当性が確かめられた。ここで注目すべき点は台風と季節風との角度 γ の値(台風についてはinflow angleと呼ぶ)がかなり異なっていることである。角度 γ の値は台風時に大きく、季節風時に小さい。また、高さ400m以下の風速については、台風時の値が季節風時と比べてやや大きくなっている。これは、台風時の傾度風に直角となる風速成分 v_r が季節風に比べて相対的に大きくなったことによるものである。台風と季節風の相違は平均風速にのみではなく、無次元した乱流渦の特徴長さ L^* と渦粘性係数 K_m^* にも現れている(図8)。地表面近傍を除けば、台風時の無次元した乱流特徴長さ L^* と渦粘性係数 K_m^* は季節風より大きくなっている。同様なことは、無次元した変動風速の標準偏差についても言える(図9)。ただし、乱れ強度から見た場合、台風と季節風との差は、200mの地表面に近いところにおいて、ほとんど見られない。これは、台風時の平均風速と変動風速の標準偏差とが同時に大きくなったためである。台風と季節風との乱れ強度に差が筑波の風観測[5]で見られなかったのも、台風の性質によるものと説明される。

5. まとめ

本研究の結果、次のことが明らかになった。

1) 既往の台風時の観測記録と観測点周辺の地表面粗度(地形)との関係を詳細に検討した結果、台風時に季節風時に比べ大きな乱れ強度が観測される最大の理由は、台風の風向特性と観測点周辺の地形によるものであることが明らかになった。

2) 台風時の大気境界層の乱流特性を、数値モデルを用いて調べた。その結果、パラメーター G/f_λ が同じである場合では、台風時の無次元風速、傾度風のなす角度 γ 、無次元化された乱流特徴長さ L^* 、渦粘性係数 K_m^* 及び変動風速の標準偏差(σ_u/G)の大きさが、季節風に比べて大きくなる。また、乱れ強度から見た場合、地表面に近いところにおいて、台風と季節風との間にはほとんど差がない。地表面粗度が一般的な地域での台風観測から、台風と季節風との乱れ強度に差が見られなかったのは、台風時の大気境界層の性質によるものと説明される。

参考文献

- 1) E.C.C. Choi : J. Wind Eng. Ind. Aerodyn., Vol. 13, pp.31-41, 1983.
- 2) 光田・塚本・坂本 : 台風研究委員会, 229pp., 1980.
- 3) E.C.C. CHOI : J. Wind Eng. Ind. Aerodyn., Vol. 3, pp.353-365, 1978.
- 4) 光田・森 : 京大防災研究所年報, 16-B, pp.285-291, 1973.
- 5) 甲斐 : 7回風工学シンポジウム論文集, pp.23-30, 1982.
- 6) Y.TAMURA, K.SHIMADA, K.HIBI: J. Wind Eng. Ind. Aerodyn., No.50, pp.309-318, 1993.
- 7) 前田 : 日本風工学会誌, No.50, pp.27-30, 1992.
- 8) 塩谷 : 強風の性質, 開発社, 201pp, 1981.
- 9) J. Counihan : Atmos. Environ., No.9, pp.871-905, 1975.
- 10) 孟, 松井, 嶋田, 日比 : 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.123-124, 1994.
- 11) 孟, 松井, 日比 : 日本風工学会誌, No. 57, pp.1-14, 1993.
- 12) Mellor, G. L. and Yamada, T. : Rev. of Geophys. and Space Phys. 20, pp.851-872, 1982.
- 13) A. K. Blackadar : Journal of Geophysical Research, Vol. 67, No.8, pp.3095-3102, 1962.