

台風8115号通過時に 30 m 鉄塔で 観測された気象特性*

甲斐憲次**

要旨

並で大型の台風8115号は、16年ぶりに関東に上陸した。筑波大学水理実験センターはちょうど台風8115号の通過経路にあたり、典型的な台風眼通過現象が観測された。この際、筆者は同センターの気象観測塔で連続観測を行い、台風の一般的性質と共に従来観測例の少ない台風域内の乱流特性について調べることができた。その結果、台風の乱流特性は通常の強風中立時の場合と大差なく、従来の研究で得られた実験式を適用して推定することができた。

1. はじめに

16年ぶりに関東を直撃した並で大型の台風8115号は、1981年8月23日早朝、房総半島に上陸し、午前6時には筑波研究学園都市付近に達した。上陸後は、急速に加速しながら東北地方・北海道を縦断し、午後には日本海へ抜けた。

筑波大学水理実験センターは、ちょうど台風8115号の通過経路にあたり、典型的な台風眼通過現象が観測された。この際、筆者は水理実験センターの気象観測塔で連続観測を行い、台風の一般的性質と共に従来観測例の少ない台風域内の乱流特性について調べることができた(甲斐, 1981b, 1982)。

台風通過時の気象学的特性については、多くの事例解析がある。しかしながら、台風の乱流特性については光田・森(1973)、相馬(1964)があるのみで、依然としてその観測例は少ない。台風域の気圧・風速分布に関する研究は、すでに多くの研究がなされている。本研究では信頼性の高いとされる Schloemer のモデルをとりあげ、実測値との比較を行った(Schloemer, 1954; 光田・藤井・川平, 1975)。

本文では、台風8115号の乱流特性(突風率、乱れの強さ、乱れのスペクトルとスケール)、気象要素の時間変化、台風を中心付近の気圧・風速分布について解析した結果を報告する。

2. 資料と観測方法

観測は、筑波大学水理実験センターの気象観測塔(地上30m)および熱・水収支観測圃場で行った。同センターは筑波研究学園都市の北西部に位置する。塔の位置および周囲の概略図を、第1図に示す。塔は直径160mの円形圃場の中心に位置し、観測当時圃場は草大約50cmの牧草に覆われていた。圃場の周囲に散在する松林や建屋の高さは、約10mである。観測期間は1981年8月22日23時より8月23日14時までの15時間である。

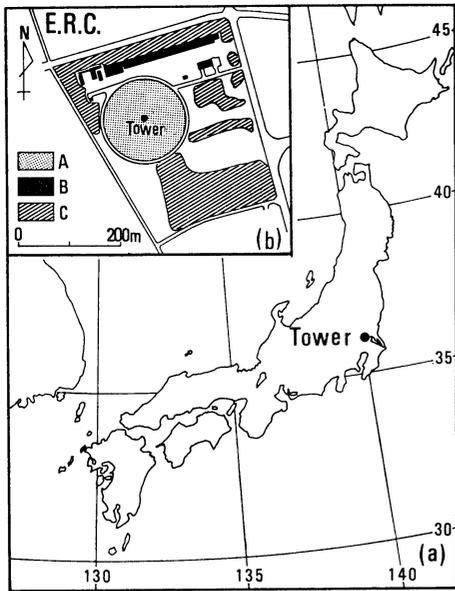
観測は、大別すると、乱流変動量の測定および地上気象要素の平均値の測定からなる。乱流場における風速成分 u , w および温度 θ は、気象観測塔の4高度1.6, 4.3, 12.3, 29.5mに設置した超音波風速温度計(海上電機 K. K. 製 PAT-311)で測定した。 u は風速の水平成分、 w は風速の鉛直成分、 θ は温度である。測器の出力は、いったんアナログデータレコーダーでアナログテープに集録し、20 Hz または 2 Hz で AD 変換を行った後、大型計算機による統計処理を施した。20 Hz でサンプリングした資料から高周波領域のスペクトルを計算し、その他の統計量は 2 Hz の資料を用いた。統計処理

* Characteristics of Typhoon 8115 Observed at the 30-m Meteorological Tower.

** Kenji Kai, 筑波大学水理実験センター.

——1982年7月13日受領——

——1982年8月23日受理——



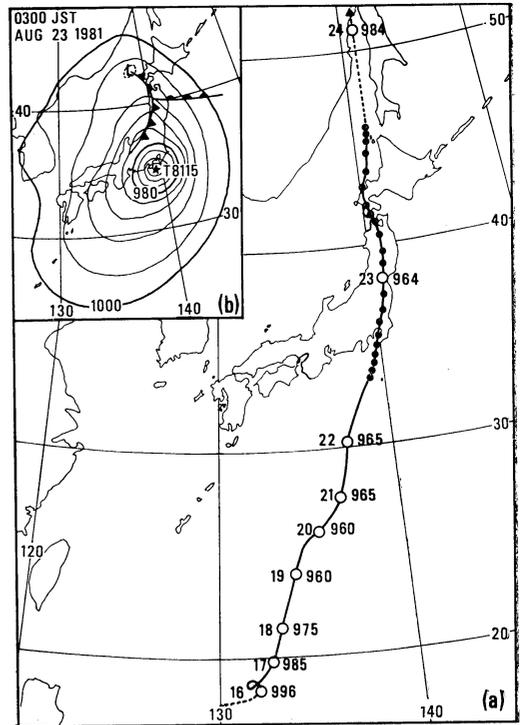
第1図 気象観測塔の位置 (a) および周囲の概略図 (b). A = 観測圃場, B = 建屋, C = 松林, E.R.C. = 筑波大学水理実験センター.

上の観測時間 (Sampling duration) は原則として 10 分を採用し、その間のトレンドは最小自乗法で除去した。主な気象要素、すなわち気圧・風速・風向・降水量・気温・日射量の観測値は、測器の出力を計測室へ伝送して、マイクロコンピュータで1時間値を計算し、ドットプリンターに出力した。

3. 台風8115号の経路

台風8115号の経路図を、第2図 (a) に示す。図中の数字は中心気圧 (mb)・日付を示し、記号●, ○は毎時および9時の台風の中心位置を示す。

経路図の概略は、次の通りである。台風8115号は1981年8月16日、沖の鳥島の南東500 km の海上で発生し、北北東に向かって北上し、22日夜半、八丈島付近を通り、次第に加速しながら関東地方に接近した。23日4時、並で大型の勢力を保ったまま館山付近に上陸した。上陸後も勢力は衰えず、毎時40 km で北上し、5時には木更津付近、6時には筑波研究学園都市付近に達した。さらに加速しながら時速70~90 km で、東経140°沿いに東北地方を北上し、午後には北海道南部を通過して、日本海に抜け、温帯低気圧になった。

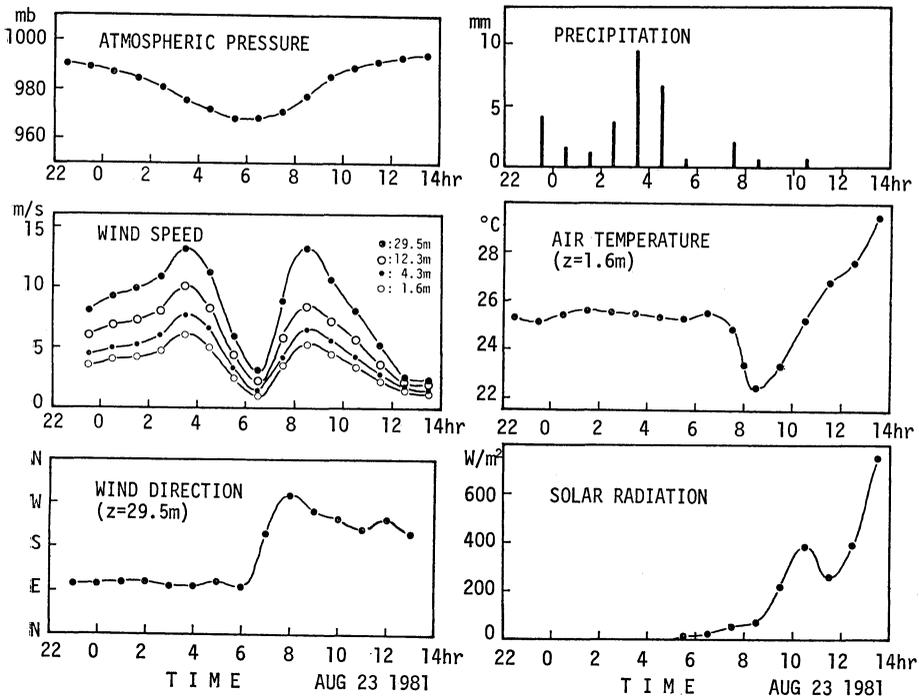


第2図 台風8115号の経路図 (a) および地上天気図 (b). 記号●, ○はそれぞれ毎時, および9時の台風の位置を示す。記号の左の数字は日付を、右の数字は中心気圧 (mb) を示す。

第2図 (b) に23日3時の天気図を示す。台風を中心から半径200 km までの気圧分布は、きれいな同心円をえがいている。注目すべき点は、日本海上の低気圧に伴う寒冷前線が台風域にのびていることである。台風8115号は北上すると共にこの寒冷前線に接近し、両者の相乗作用が東日本を中心とする各地に気象災害をもたらした (気象庁予報部, 1981)。主なものは、小貝川の破堤、八郎瀧の漁船遭難、北海道の大雨等がある。後で示すように、この寒冷前線の通過は、台風眼通過後約1時間半後に水理実験センターで観測されている。

4. 台風眼通過時の気象要素の時間変化

筑波大学水理実験センターの気象観測塔および圃場で観測された、主な気象要素 (気圧・風速・風向・降水量・気温・日射量の1時間値) の時間変化を、第3図に示す。その概要は、次の通りである。



第3図 台風眼通過時の気象要素の時間変化。

(1) 台風の中心付近の気圧分布は、一見して、最低気圧時の気圧変化が少なく、なべ底状であることがわかる。気圧は台風の接近に伴って徐々に低下し、台風眼の通過した23日6時には968 mbを記録する。通過後、気圧はしだいに上昇し、天気も好転する。

(2) 風速は22日夜半から強くなり、23日午前4時には高さ29.5mで最大14.9 m/s (10分間平均値)を記録した後、台風眼の接近に伴い急速に減少し、午前6時にはほぼ無風状態になる。通過後、風速は再び増加し、午前8時に最大14.7 m/sに達した後、しだいに減少する。気圧の時間変化と同様に、風速にも台風の対称性が認められる。

(3) 風向は台風眼の通過後、東風から西風に転じ、その後しだいに南西風に変わる。このことから、台風眼が北上しながら筑波研究学園都市を通過したことがわかる。

(4) 台風眼通過以前の気温は、25.5°Cで一定している。台風眼通過後、1時間半経過すると、7時30分から8時0分の間の30分間に約3°Cの気温下降が観測される。これは、先にもふれたように、寒冷前線の通過にと

もなる寒気の流入が原因で生じたものと考えられる。その後、晴天が広がり、日射の増加と共に気温は上昇する。

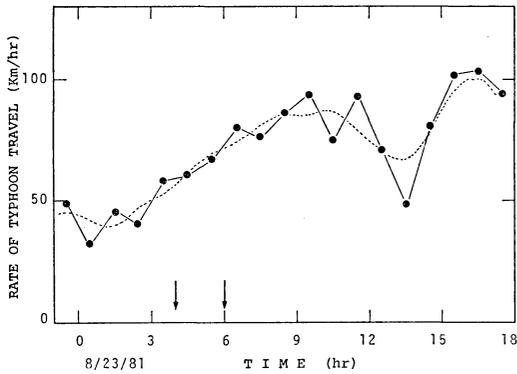
(5) 台風による降雨の大半は、厚いレインパントを伴う台風の前面通過時に集中している。23日の日降水量は24.8 mmであるが、このうち前面で22.4 mm、後面では2.4 mmである。

以上述べた気象要素の地上観測結果から、台風8115号の特徴は、台風眼を中心とする対称性にあり、上陸後もほぼ同心円構造を維持していたと考えられる。

5. 台風域の気圧と風速の分布

台風の移動速度を基に、水理実験センターで観測された気圧・風速の時間変化を空間変化に置き換えて、台風域の気圧と風速の分布を求めた。

まず、台風8115号の移動速度の時間変化を、第4図に示す。図中の記号●は、気象庁台風予報資料を基に、1時間ごとの台風の中心位置から計算した移動速度 (km/h)を示し、破線は3時間の移動平均をかけて平滑化したものである。図中の矢印は、左から台風8115号が館山



第4図 台風8115号の移動速度.

および筑波研究学園都市付近を通過した時刻を示す。以下の議論では、台風眼が水理実験センターを通過した時刻を基点として進める。この図より、台風眼通過以前(3時から6時まで)の移動速度は50~70 km/h であるが、台風の後面が通過する頃には70~90 km/h に加速されている。移動速度の加速の様子は、後で示す風速変動の記録に明瞭に現われている(第6図)。

台風域の気圧分布を、第5図(a)に示す。この図は、平滑化した移動速度の値を基に台風の中心からの相対距離 r (km) を計算し、 r に対して気圧の実測値をプロットしたものである。

台風域の気圧分布を表現する式はいくつか発表されているが、著者は Schloemer の式を用いて気圧分布の近似を試みた。Schloemer の式は、次の通りである。

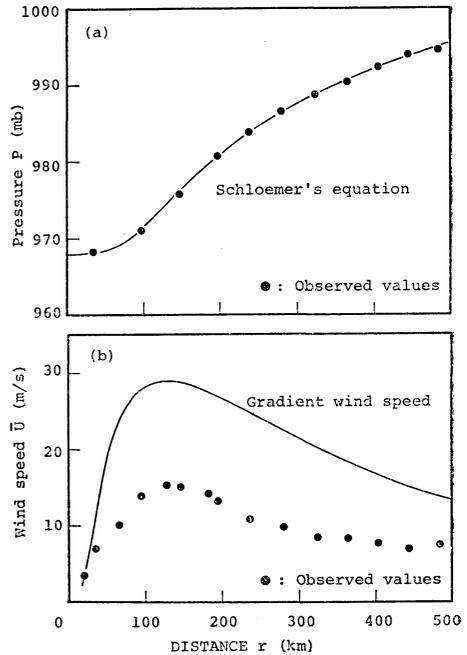
$$P = P_c + (P_\infty - P_c) \cdot e^{-1/x} \quad (1)$$

ここで、 P_r は台風中心示度(mb)、 P_∞ は台風の周辺の気圧 (mb)、 $x = r/r_m$ で r_m は風速最大域の半径(km) である。気圧 P と距離 r との関係が最もよくあうように定数 P_c 、 P_∞ 、 r_m を決定した。その結果を第5図(a)に実線で示した。この図から、Schloemer の式が第1次近似として、台風域の気圧分布をよく表現していることがわかる。

Schloemer の式より得られた気圧分布から、傾度風の分布を求めると、第5図(b)のようになる。図中の記号●は地表風(測定高度29.5m)の実測値を示し、実線は傾度風の分布を表わす。傾度風 V_g は、次式で求めた。

$$V_g = \frac{fr}{2} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{4}{f^2 r} \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial r}} \right) \quad (2)$$

ここで、 f はコリオリパラメーター、 ρ は空気の密度で



第5図 台風域の気圧分布(a)および風速分布(b)。記号●は実測値、実線は計算結果を示す。

ある。

地表風と傾度風を比較すると、摩擦の効果の入ってくる地表風の方が小さく現われる。地表風と傾度風の分布は、台風中心付近を除くと、良い対応がみられる。両者の比を調べると、ほぼ一定で約0.5の値をとる。

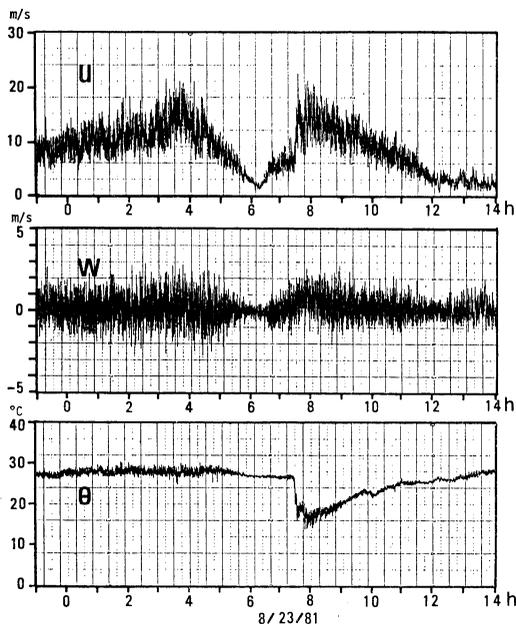
6. 台風眼通過時の乱流特性

台風眼通過時に得られた風速変動の記録から、突風率、乱れの強さ・乱れのパワースペクトル・乱れのスケール等の乱流の諸統計量を計算し、それらと平均風速・測定高度・評価時間との関係をあらわす実験式を得た。さらに、従来の研究で得られている中立時の結果との比較検討を行う。

6.1. 風速および温度の変動記録

台風眼通過時における風速の水平成分 u 、鉛直成分 w 、温度 θ の変動記録の1例を、第6図に示す。この図はアナログデータレコーダーの記録を再生したものである。測定高度は29.5mである。

u 成分の時間変化をみると、台風眼通過前後に2つの主要なピークがあり、それぞれ3時50分および8時10分

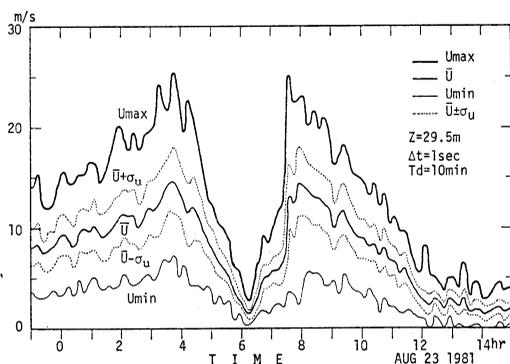


第6図 台風眼通過時の風速，温度の変動記録。
 u = 風速の水平成分， w = 風速の鉛直成分，
 θ = 温度，測定高度 = 29.5 m.

に出現している。これらのピークは、台風の内域と外域の境界円上にあらわれる風速最大域に対応する。また、台風眼の無風域は、6時20分に出現している。台風の移動速度を 75 km/h と仮定して空間的な分布になおした風速分布から決まる台風内域の半径は、約 160 km となる。また、台風の後面では前面と比較して早く風速が減衰している。これは、台風8115号が加速しながら通過したことを示している。さらに、一見して、 u 成分の分布がランキン渦とよくにていることがわかる。すなわち、風速は、台風の内域では中心からの距離 r に比例して増大し、外域では r に逆比例して減少する。

w 成分の時間変化をみると、台風の外域で乱れが大きく、内域では減少していることがわかる。温度 θ は、台風眼通過後約 1 時間半して、急激に低下している。この降下現象は、台風に伴随する寒冷前線の通過によるものである。

乱流特性を概観するために、第6図の u 成分の変動記録から、10分間の最大値・最小値・標準偏差を計算した。その時間変化を第7図に示す。測定高度は29.5m、評価時間は1秒である。図中の U_{max} , U_{min} , σ_u はおのおの最大瞬間風速，最小瞬間風速，標準偏差である。



第7図 U_{max} , U_{min} , \bar{U} , $\bar{U} \pm \sigma_u$ の時間変化。

U_{max} , U_{min} , $\bar{U} \pm \sigma_u$ の各値は、第7図に示す通り、平均風速 \bar{U} に対してほぼリーアーに変化する。台風眼が通過する前後の強風時（3時40分と7時30分）における U_{max} はそれぞれ 25.7, 25.3 m/s であった。 U_{max} および U_{min} は、 $\bar{U} \pm 3\sigma_u$ の範囲におさまる。

以下、この資料を基に算定した乱流の諸統計量の特性を述べる。

6.2. 突風率

突風率 G は、次式で定義する。

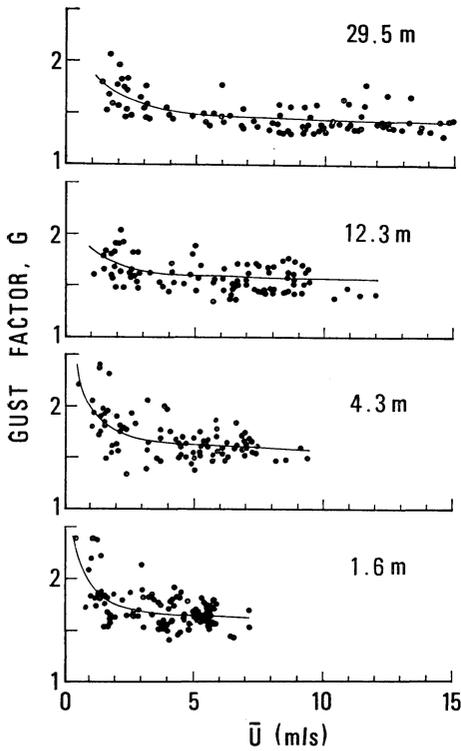
$$G = U_{max} / \bar{U} \tag{3}$$

ここで、 \bar{U} は10分間の平均風速 (m/s), U_{max} は最大瞬間風速 (m/s) である。 G の値は、平均風速、測定高度、 U_{max} および \bar{U} の平均化時間の関数であると考えられる (岩谷, 1979)。 U_{max} の平均化時間を評価時間 Δt (averaging time), \bar{U} の平均化時間を観測時間 Td (sampling duration) と呼ぶ。本文中では、 Td は10分とし、 Δt は 1, 5, 10, 30, 60 秒の5段階に変化させて、各高度の G を算定した。以下、突風率と平均風速・評価時間・測定高度との関係を述べる。

第8図に、一例として、評価時間10秒で算定した突風率 G と平均風速 \bar{U} との関係を示す。図中の実線は、次式を仮定し最小自乗法で求めた実験式を表わす。

$$G = \frac{A}{\bar{U}} + B \tag{4}$$

ここで、 A および B は実験的に決定される定数である。全層を通じて G は、 \bar{U} に逆比例して減少し、一定値 (式(4)の B) に収束する傾向があり、10 m/s 以上の範囲では風速による変化は小さくなっている。一定値 (B) は、下層ほど大きい値をとる。また、5 m/s 以下の弱風時には、 \bar{U} の減少にともなって、 G は急速に増大



第8図 突風率 G と平均風速 \bar{U} との関係.

する.

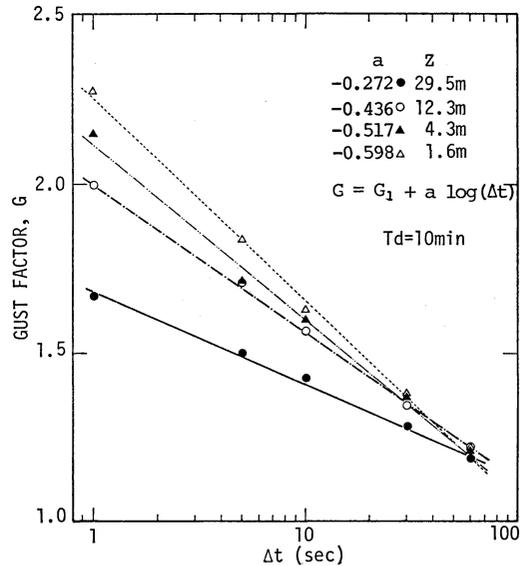
次に、強風時における突風率 G と評価時間 Δt との関係調べた。第8図において、測定高度29.5mの平均風速が 10 m/s 以上であった 2時30分～4時30分および 7時30分～9時30分の両期間の平均値をもって、強風時の G とする。この値を Δt に対してプロットしたのが第9図である。図から明らかなように、対数で目盛った図上で突風率は評価時間に対して直線で近似することができる。すなわち、

$$G = G_1 + a \log \Delta t \tag{5}$$

ここで、 G_1 は $\Delta t = 1$ 秒のときの G の値、 a は実験的に決定される定数である。同じ図に各高度における a の値を示した。第9図より、 G は Δt の対数に反比例して減少し、その減少する割合 (a) は下層ほど大きいことがわかる。 $\Delta t = 60$ 秒のとき、各高度の G は約 1.2 に収束する傾向がある。

6.3. 乱れの強さ

台風眼通過前後の乱れの性質を調べるために、風速の変動記録のうち、台風前面の強風時 2時30分～4時30分



第9図 突風率 G と評価時間 Δt との関係.

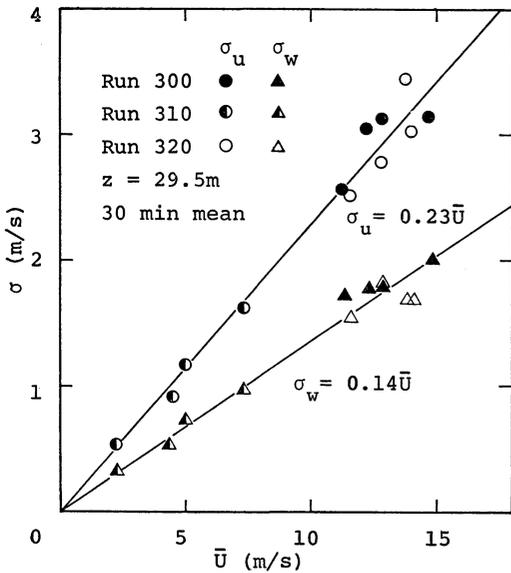
(Run 300)、台風眼中の弱風時 5時30分～6時30分 (Run 310)、台風後面の強風時 7時30分～9時30分 (Run 320) を選んで、統計処理を施した。

乱れの強さ σ_u , σ_w と平均風速 \bar{U} との関係は、第10図に示す。観測時間は30分、測定高度は29.5mである。図中の記号●(▲), ○(△) は各 Run の乱れの u 成分 (w 成分 σ_w) の値を示し、図中の直線はそれぞれ σ_u , σ_w の実験式を表わす。 σ_u , σ_w 共に \bar{U} が増すにつれて直線的に増加している。すなわち、台風の内域と外域の値は、同一線上にのる。これは、平均風速で無次元化した乱れの強さ σ_u/\bar{U} , σ_w/\bar{U} が台風の内域で大差ないことを表わしている。 σ_u/\bar{U} および σ_w/\bar{U} の値は、それぞれ 0.23, 0.14 である。これらの値は、従来水理実験センターで得られている中立時の結果とほぼ一致する (甲斐, 1981 a)。

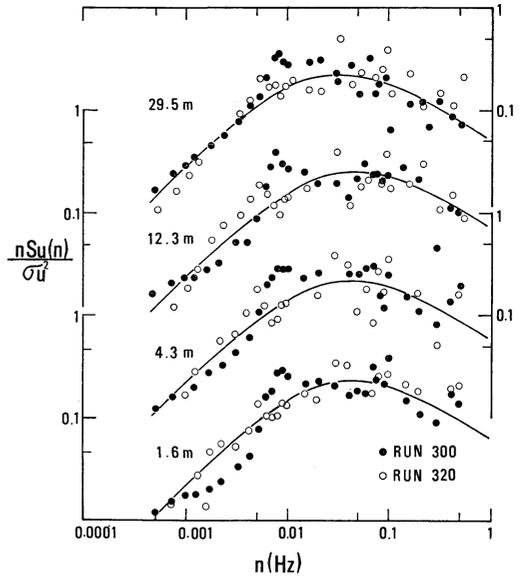
6.4. 乱れのパワースペクトルとスケール

台風眼が通過する前後の強風時 (Run 300, Run 320) の乱れのパワースペクトルに差異があるかを調べ、次いで乱れのスペクトルスケールを決定し、その実験式を得た。

各高度における乱れの u 成分のパワースペクトルを、第11図に示す。図の縦軸はいわゆる対数スペクトルを分散で無次元化した量 $nSu(n)/\sigma_u^2$ 、横軸は周波数 n (Hz) である。記号●, ○はそれぞれ Run 300, Run 320 に



第10図 乱れの強さ σ_u , σ_w と平均風速 \bar{U} との関係。記号●(▲), ○(△)は、おのおの台風前面の強風時(Run 300), 台風眼中の弱風時(Run 310), 台風後面の強風時(Run 320)を示す。



第11図 u 成分のパワースペクトル。図中の記号は第10図と同じである。

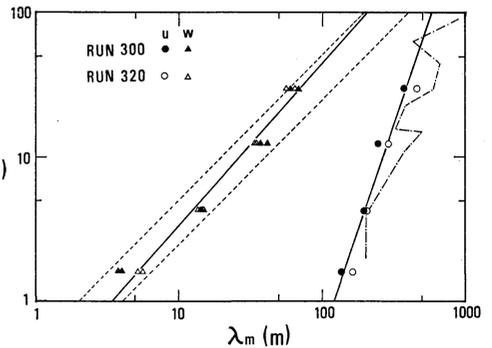
対応する。図中のスペクトル曲線は、次に示す Pasquill and Butler (1964) 型の実験式をあてはめたものである。

$$\frac{nSi(n)}{\sigma_{i2}} = \frac{\alpha n}{(1 + \beta n)^{5/3}}, \quad i = u, w \quad (6)$$

ここで、 $Si(n)$ はスペクトル密度関数 (m^2/s)、 σ_{i2} は風速変動の分散 (m^2/s^2)、 α および β は実験的に決定される定数である。 α , β の値は図式で決定し、 β の値からピーク周波数 $n_m (n_m = 1.5\beta)$ を求めた。

u 成分のパワースペクトルの特徴は次の通りである。Run 300 と Run 320 のスペクトルを比較すると、ほぼ一致しており、台風眼通過前後のスペクトルの形は大差ない。ピークの位置に着目すると、各高度とも 0.03~0.04 Hz のところにみられ、 n_m の高度変化が少ないことがわかる。

次に、ピーク周波数 n_m に相当する波長、すなわち乱れのスケール $\lambda_m (= \bar{U}/n_m)$ を求め、その高度分布を第12図に示した。図中の●, ○は Run 300, Run 320 に対応する。図中の一点破線(-----)は、Berman (1965) がとりまとめた中立時の結果である。実線(—)は、乱れのスケールと測定高度の関係を示す実験式で、次のようになる。

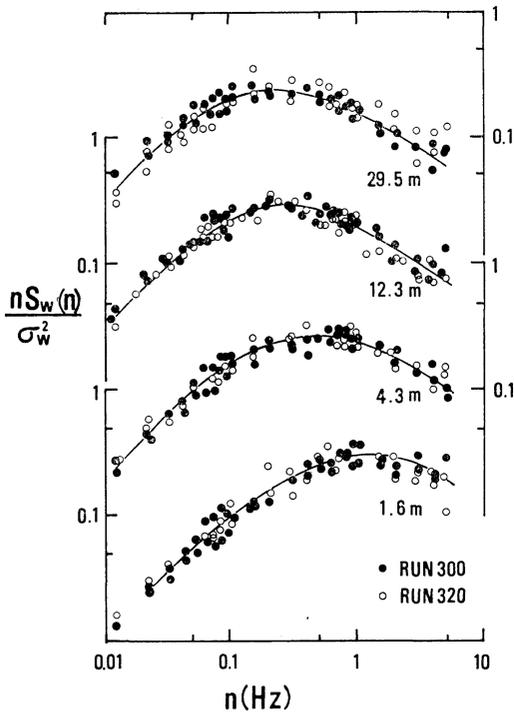


第12図 乱れのスケール λ_m の高度分布。図中の記号は第10図と同じである。破線(-----)は $\lambda_m/Z=2$ または 4 の直線、一点破線(-----)は Berman (1965) の結果、実線は実験式を示す。

$$\lambda_m = 122 Z^{0.34} \quad (7)$$

光田・森 (1973) によると、地上 19m で観測した台風 7220 号の乱れのスケールは約 300m であるが、Berman (1965) の値は 600m (高度 30m) である。式 (7) は、光田・森 (1973) の結果とはほぼ一致する。

第13図に w 成分のパワースペクトルを示す。 u 成分同様に台風眼通過前後のスペクトルの形に大差ない。ス



第13図 w 成分のパワースペクトル. 図中の記号は第10図と同じである.

ペクトルのピークは高さが増すと低周波側へ移動する. この傾向は u 成分よりも明瞭にあらわれている.

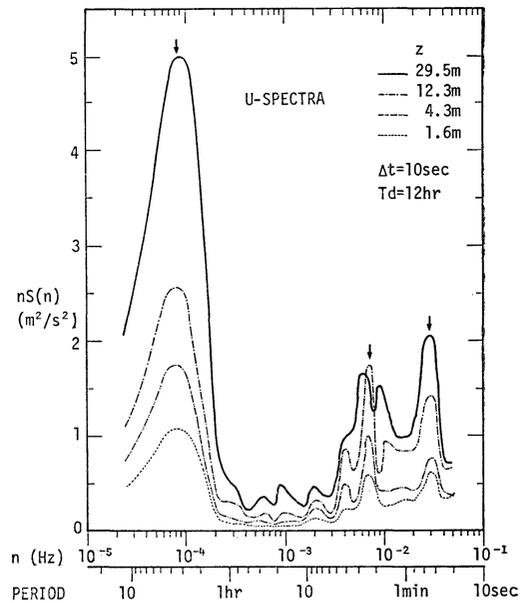
次に, w 成分の乱れのスケールの高度分布を, 第12図に示す. 図中の記号 \blacktriangle , \triangle はそれぞれ Run 300, Run 320 に対応する. 実線は乱れのスケールと測定高度の実験式で, 次のようになる.

$$\lambda_m = 3.4 Z^{0.59} \quad (8)$$

破線 (.....) は $\lambda_m/Z = 2$ または 4 の直線を示す. Pasquill (1974) は, 中立時には, 乱れのスケールの高さに対する比 λ_m/Z が接地層では一定で, かつ $2 \sim 4$ の間におさまる, という結論を得ている. 本研究で得た値は $2 \sim 4$ の間の値をとり, Pasquill (1974) の結果と一致する. この結果は台風以外の中立時に水理実験センターで得られた結果とも一致する (甲斐, 1981 a). しかし,

$$\lambda_m/Z = \text{const.} \quad (9)$$

という条件は, Z の値が大きい場合には満足されないようである. さらに第12図で特筆すべき点は, w 成分の λ_m の高さによる変化が u 成分よりも大きく, 測定高度 Z の影響を受けやすいことである.



第14図 u 成分の広い周波数領域のパワースペクトル. 図中の矢印は主要なピークを示す.

6.5. 広い周波数領域のスペクトル

第14図に, u 成分の広い周波数領域のパワースペクトルを示す. 図の縦軸には対数スペクトル $nSu(n)$, 横軸には対数周波数 $n(\text{Hz})$ と周期 (sec, min, hr) をとった. 評価時間は10秒で, 観測時間は12時間である. スペクトル分布には, 2つの主要なピークがみられる. 一つはマイクロスケールのピークで, $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ Hz}$ (周期1分~10秒) の周波数帯に位置する. もう一つは, 台風眼の通過に起因するピークで, 10^{-4} Hz (周期4時間) に位置する. 両ピークの間には, スペクトルギャップが存在する. その領域は $2 \times 10^{-4} \sim 3 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ (周期1時間~5分) の周波数帯である. マイクロスケールの山をさらにこまかくみると, 各高度に共通して, $3 \times 10^{-2} \text{ Hz}$ (周期30秒) と $7 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ (周期2.5分) に明瞭なピークがあらわれている.

以上, 広い周波数領域のスペクトルの特徴を述べたが, 特筆すべき点は次のことである. マイクロスケールのピークと台風眼の通過に起因するピークとの間に, スペクトルギャップが存在し, その領域には台風固有のピークがない点にある. これは, 言いかえると, 台風が通過してもマイクロスケールのスペクトル分布の大きな特徴は不変であり, それゆえ, 従来の中立時の結果を用

いてその特性を予測することができることを示唆している。なお、マイクロスケールのサブピーク (3×10^{-2} Hz, 7×10^{-3} Hz) が台風固有のものなのかどうか現時点では判断できないが、その存在を指摘しておく。

7. まとめ

1) 筑波大学水理実験センターで観測された気象要素・乱流変動量の時間変化は、典型的な台風眼通過現象をよく表現している。

2) 台風の経路図を基に時間変化を空間変化に置き換えて、台風域の気圧分布を得た。その分布が Schloemer の式で良く近似できることを確認した。

3) 気圧分布から計算した傾度風の分布は、地表風 (地上 29.5m) のそれと良い一致をみた。傾度風と地表風の比は、約 0.5 であった。

4) 最大瞬間風速 U_{max} , 最小瞬間風速 U_{min} , $\bar{U} \pm \sigma_u$ は、 \bar{U} に対してほぼリニアに変化する。 U_{max} , U_{min} は、 $\bar{U} \pm 3\sigma_u$ の範囲におさまる。

5) 各高度における突風率 G は平均風速に逆比例して減少し、一定値に収束する。突風率は、評価時間 Δt の対数に反比例して、減少する。その減少する割合は、下層ほど大きい。

6) 乱れの強さ σ_u , σ_w は、平均風速 \bar{U} と共に直線的に増加する。平均風速で無次元化した乱れの強さ σ_u/\bar{U} , σ_w/\bar{U} は、台風の内外で大差なく、それぞれ 0.23, 0.14 の値をとる。

7) 台風眼通過前後のスペクトルの形は、一致している。 u 成分および w 成分の乱れのスケールについては、その高度分布を表わす実験式 (式 (7), (8)) を得た。 w 成分の乱れのスケールと高さの比は、通常の中立時の場合と同様に、2~4 の値をとる。

8) u 成分の広い周波数領域のスペクトル (周波数領域 $10^{-5} \sim 10^{-1}$ Hz) の分布には、2つの主要なピークがみられる。1つはマイクロスケールのピークで、 $10^{-2} \sim 10^{-1}$ Hz (周期 1分~10秒) に位置する。他は、台風眼の通過に起因するピークで、 10^{-4} Hz (周期 4時間) に位置する。両ピークの間には、スペクトル・ギャップが存在する。その領域は $2 \times 10^{-4} \sim 3 \times 10^{-3}$ Hz (周期 1時間~5分) の周波数帯である。

9) 台風眼通過時に観測された乱流特性は、通常の中立時の場合と大差なく、従来の研究で得られた実験式を

適用して推定することができた。

謝辞

本研究をまとめるにあたり、ご指導をいただいた吉野正敏教授 (筑波大学)、花房龍男博士 (気象研究所) に感謝いたします。井口正男教授、古藤田一雄助教授、水理実験センターの教職員の方々ならびに黒坂裕之博士 (筑波大学) には有益なコメントをいただいた。秋元恒雄氏 (海上電機 K. K.) には深夜にもかかわらず測器を修理していただいた。ここに記して感謝の意を表します。観測資料の解析は筑波大学情報処理センターの大型計算機 FACOM M-200 を使用して行った。

文献

- Berman, B., 1965: Estimating the longitudinal wind spectrum near the ground, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **91**, 302-317.
- 甲斐憲次, 1981 a: 気象観測塔で測定された乱流特性について, 筑波大学水理実験センター報告, **5**, 25-33.
- , 1981 b: 台風15号通過時における乱流変動量および気象要素の変化について, 気象学会予稿集, **40**, 215.
- , 1982: 台風8115号通過時における乱流変動量および気象要素の変化について (2), 気象学会予稿集, **41**, 246.
- 気象庁予報部, 1981: 昭和56年8月21日から23日までの台風15号と前線による大雨, 気象庁予報部災害時自然現象報告書1981年第3号, 1-32.
- 光田 寧, 森 征洋, 1973: 潮岬において観測された台風眼通過時の風の特性について, 京都大学防災研究所年報, **16**, 285-291.
- , 藤井 健, 川平浩二, 1975: 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, **16**, 285-291.
- Pasquill, F., 1974: *Atmospheric diffusion*, Ellis Horwood Limited, 1-429.
- , and H.E. Butler, 1964: A note on determining the scale of turbulence, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **90**, 79-84.
- 塩谷正雄, 1981: 強風の性質, 開発社, 201.
- 相馬清二, 1964: 強風の乱流の構造, 気象集誌, **42**, 372-396.
- Schloemer, R.W., 1954: Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okechobee, Florida, *Hydromet. Rep.*, No. 31, U.S. Weather Bureau.