

突風率から推定した地表面粗度の長期変化

萩野谷 成 徳*

要 旨

気象官署の地上風データから算出された平滑化年突風率（月最大瞬間風速の年12回の平均/月最大風速の年12回の平均）と風速計高度を用いて境界層理論から気象台周辺の空気力学的粗度に類似の突風率粗度を新たに定義した。突風率粗度とロスビー数相似則から求められるロスビー数粗度との間には良い対応関係が見られた。突風率粗度は大部分の観測所で増加傾向が認められ、人口30万人以上の都市では突風率粗度の増加率と人口増加率の両者が正の傾向を示す割合が高い。突風率粗度の長期変化傾向から都市化を含む観測環境の変化を見積もることができる。

1. はじめに

近年、観測環境の変化が大きくクローズアップされてきた（近藤 2012）。観測環境が変化すると周辺の気象データも変化する。気象官署周辺の建物の密度は1960年頃から増加傾向にあり、それに伴って年最大風速が減少してきていることが指摘されている（田村ほか 1984, 1989）。一方、突風率が増加傾向にあること、その原因として測器の変更および観測環境の変化によることも明らかにされている（桑形 1993）。

突風率は風速計の設置高度、地表面状態、測器の変更などによって変わる。これらを境界層理論に基づき台風通過時などのイベント毎に調査した研究が桑形（1993）などに見られる。突風率と地表面状態の関係を長期変動に着目して調べた研究の例としては、田村・西村（1992）があげられる。彼らは、突風率の年平均値（毎日の突風率の1年間の平均値）を解析し、風速鉛直分布を記述する“べき法則”中のべき指数が1978年から1990年にかけて増加していることを見出し

ている。なお、風工学の分野では、突風率は最大瞬間風速が生じた時のその値と10分間平均風速との比で定義される。他方、気象学の分野では、日最大瞬間風速と日最大風速（10分間平均風速の日最大値）の比をもって突風率とすることも多い。過去の観測データに10分間平均風速がない場合が多いため風工学分野で定義される突風率の近似値として利用するのだが、最大瞬間風速は必ずしも最大風速の平均時間内に発生するとは限らない（塩谷 1979）との指摘もあることには注意が必要であろう。ともあれ、前述の桑形（1993）や田村・西村（1992）では日最大瞬間風速と日最大風速の比が突風率として用いられ、その経年変化の解析に成功している。

気象学にみる突風率計算の類推から、年突風率という指標を年最大瞬間風速と年最大風速の比として定義することもできる。年最大瞬間風速と年最大風速は古くから統計値として整備されているので、その単純な比である年突風率も長期にわたって算出することができる。しかしながら、その値は大きな台風が接近した年に大きくなるなど年々の変動幅が大きく、長期変化を調べる目的には適さない。そこで近藤（2005）は平滑化年突風率（月最大瞬間風速の年12回の平均/月最大風速の年12回の平均）を提案した（近藤（2005）では年平均突風率と命名されているが、突風率の年平均

* 気象研究所環境応用気象研究部。
shagino@MRI-jma.go.jp

—2014年5月11日受領—
—2014年10月27日受理—

値との誤解を避けるため、本論文では平滑化年突風率と呼ぶことにする)。平滑化年突風率は、年突風率に比べ年々変動が小さく長期変化を調べるのに適している。本研究では平滑化年突風率を用い、その長期変化から観測環境の変化を調べる。ここでは観測環境を代表する量として、接地層の風速鉛直分布を表す対数分布則中に出てくる空気力学的粗度を用いる。

2. 解析方法

2.1 従来の粗度の定義

地表面の土地利用形態から空気力学的粗度 z_0 を求める手法が Kondo and Yamazawa (1986) により開発されている。その方法を用いて日本のアメダス気象官署について1985年時点の幾何学的粗度 $z_{0,m}$ が求められている(桑形・近藤 1990, 1991; 近藤ほか 1991)。

また、平坦地上の地上風速と上空(自由大気)の地衡風速との関係が接地境界層内の風速分布の式(1)とロスビー数相似則の式(2)から求められる(近藤・山沢 1983)。

$$U = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1)$$

$$\ln\left(\frac{U_h}{f z_0}\right) = A - \ln C_g + \sqrt{\frac{k^2}{C_g^2} - B^2} \quad (2)$$

$$C_g = \frac{u_*}{U_h} \quad (3)$$

ここで、 U は地上風速、 u_* は摩擦速度、 k はカルマン定数 (=0.4)、 z は風速計高度、 z_0 は空気力学的粗度、 U_h は地衡風速、 f はコリオリパラメータ、 C_g は地衡風抵抗係数。 A と B は大気安定度の関数であり、中立の大気境界層の場合、 $A \sim 1.5$ 、 $B \sim 4.0$ となる(近藤 1982, p.110参照)。

式(1)と式(3)から u_* を消去すると

$$\frac{U}{U_h} = \frac{C_g}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (4)$$

式(2)と式(4)から U_h 、 U および z を与えると、粗度 z_0 と C_g を求めることができる。この方法で求めた粗度をロスビー数粗度 ($z_{0,R}$) と定義する。幾何学的粗度 $z_{0,m}$ とロスビー数粗度 $z_{0,R}$ の間には1対1の対応関係が得られている(Kondo and Yamazawa 1986)。本論文では、Kondo and Yamazawa (1986) に従って中立時のデータを抽出して $z_{0,R}$ を求めた(付録参照)。

2.2 突風率粗度の定義

桑形(1993)によれば、乱流変動量と摩擦速度の関

係、最大瞬間風速と最大風速の関係は次式のように表される。

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = \alpha \quad (5)$$

$$U_{i\max} = U_{\max} + \beta \sigma_u \quad (6)$$

ここで、 σ_u は主風向方向の風速変動の大きさ(標準偏差)、 $U_{i\max}$ は最大瞬間風速、 U_{\max} は最大風速である。 α と β は、

α : 大気安定度の関数、中立では2.5~3

β : 風速計の追従性、風速の乱れの状態に依存し2~4

である。

強風時は近似的に中立な大気状態であると考えられるため、式(1)で $U \sim U_{\max}$ とおき、式(1)、(5)および(6)から u_* と σ_u を消去すると、突風率 G は以下のように表すことができる。

$$G \equiv \frac{U_{i\max}}{U_{\max}} = 1 + \frac{k\alpha\beta}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (7)$$

但し、 $k\alpha\beta = 2 \sim 5$ 。式(7)は突風率、観測高度、空気力学的粗度およびパラメータ $k\alpha\beta$ の満たすべき関係である。

ここで、近藤(2005)の提案した平滑化年突風率 \tilde{G} を用いて式(7)と類似の式を作ると、

$$\tilde{G} \equiv \frac{\frac{1}{12} \sum_{n=1}^{12} U_{i\max,n}}{\frac{1}{12} \sum_{n=1}^{12} U_{\max,n}} \equiv 1 + \frac{k\alpha\beta}{\ln\left(\frac{z}{z_{0,G}}\right)} \quad (8)$$

となる。但し、 $U_{i\max,n}$ は n 月の月最大瞬間風速、 $U_{\max,n}$ は n 月の月最大風速である。式(8)の $z_{0,G}$ を本論文では突風率粗度と定義する。

風杯式風速計と風車型風速計では、その応答が異なるデータの均一性・連続性を保つために補正係数が提案されている状況である。そこでここでは、風杯式と風車型の変更による機器の差を除くため、風車型風向風速計で観測を開始した1975年から2004年までのデータを用いた。なお、風車型風向風速計になってからも、旧型(発電式)(1981年頃まで)、80型(パルス式)(1982年頃から1995年頃)、95型(応答改良)(1996年頃以降)などの機器の変遷があり、それらの変更時の前後の突風率の変化も調べられている(山岸 1996; 横井 1997; 藤部 2001)。それらをまとめると、旧型から80型そして95型への変更過程で突風率は増加

している。式(8)から $ka\beta$ が一定とすると型式変更による突風率の見かけの増加は突風率粗度の見かけの増加をもたらす。同様にして旧型、80型および95型のそれぞれの中で風速計の設置高度が変更されると突風率粗度に対して見かけの影響が現れる。これらの見かけの影響を除去し地面の凹凸に対応した空気力学的粗度を求めるため、次節の手順で突風率粗度を求めることとする。

2.3 突風率粗度の推定方法

前節の突風率粗度を実際の粗度と関連付けるために式(8)の中の $ka\beta$ に着目する。 α や β には上記で述べたような不確定性があるため、ここではそれらをまとめて $ka\beta$ が型式変更や設置高度変更で値が変わると仮定し、突風率自体の補正は施さない。まず、気象官署での幾何学的粗度が求められている1985年の時点で $z_{0,G} = z_{0,m}$ とおいて同年の平滑化年突風率と風速計高度を与えて式(8)から $ka\beta_{1985}$ を気象台毎に決める。その $ka\beta_{1985}$ を使って1985年以外の年の突風率粗度を求める。次に型式変更や設置高度変更があった時は以下の方法で $ka\beta$ を決める。同一地点では周辺の粗度環境は急激に変わらないと考えられるので、変更時の年を境としてその前1年間とその後1年間の $z_{0,G}$ が等しいとして後1年間の平滑化年突風率と風速計高度から $ka\beta_+$ を再評価し、後年には $ka\beta_+$ を用いて $z_{0,G}$ を評価する。なお、合同庁舎移転や設置場所の移動に伴い設置高度を変更した場合は「粗度環境が急激に変わらない」という仮定は一般には成り立たない。このようにして求めた $z_{0,G}$ について、1985年時点の $z_{0,G}$ がその前後の年に比べて極端に大きいまたは小さい値の場合は、1985年時点の平滑化年突風率に何らかの問題があったと考えられるので、平滑化年突風率としてその前後の平均値を使って $ka\beta_{1985}$ を再評価する。

3. 結果

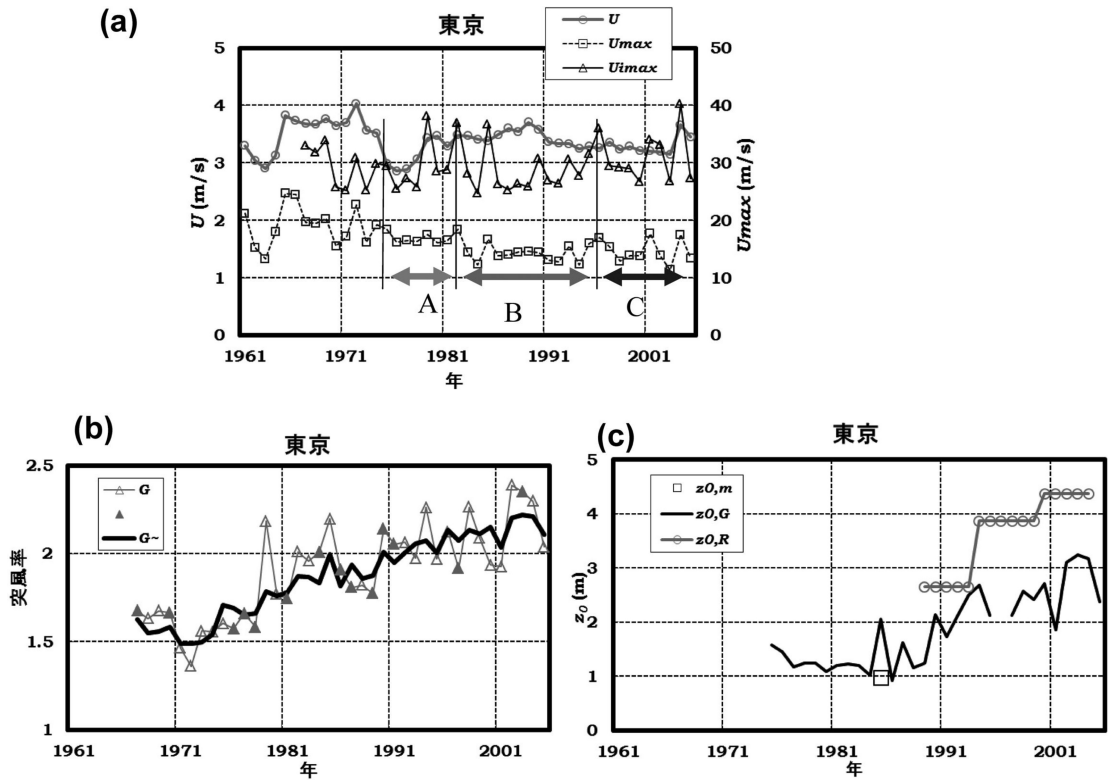
第1図 a~c は1961年以降の東京における年平均風速などの長期変化の例である。旧型は1975年1月1日~1982年3月9日(期間A)、80型は1982年3月10日~1996年2月18日(期間B)そして95型は1996年2月19日以降(期間C)である。また1979年1月1日に、「観測環境悪化による移設・東南東へ164 m 移動(気象庁 2010)」として風速計の移設を行い、それまでの地上高度52.3 m から74.6 m に変更している。(a)平均風速は上で述べた測器の変更や設置高度の変更により不連続に変化している。年最大風速には減少傾向が

見られるが、年最大瞬間風速には顕著な傾向は見られない。(b)その比を取った年突風率はばらつきが大きいが増加傾向を示している(Δ と \blacktriangle 印)。なお、年最大瞬間風速と年最大風速が同一日に発生した年(Δ 印)とそうでない年(\blacktriangle 印)の系統的な差異は見られない。同じデータで平滑化年突風率をプロットすると増加傾向はより鮮明になる(太い実線)。旧型、80型および95型それぞれの中でも増加傾向が見られ、増加率の大きさは、型式変更前後でさほど変わらない。以上のデータを基に2.3節の方法を用いて $z_{0,G}$ を求めた(c)、1985年時点の $z_{0,G}$ は前後の値に比べて大きい。そこでここでは2.3節の最後に述べたように1984年と1986年の平滑化年突風率を平均して $ka\beta_{1985}$ を求めた。これは1984年と1986年の $z_{0,G}$ の平均値を $z_{0,m}$ に等しいとおいたことに対応する。東京の突風率粗度は1990年代から増加傾向が顕著になっている。なお図には2.1節の方法で求めたロスビー数粗度も示してある。期間は1989年~2004年で、5年~6年間の相乗平均値(幾何平均値)を示した。詳細は第4図に関する説明を参照。差はあるものの増加傾向は変わらない。

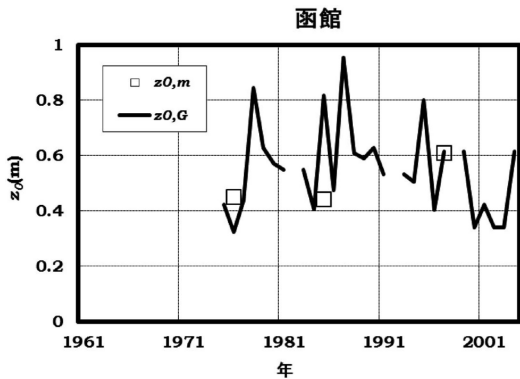
本手法を気象官署156箇所にも適用し、1975年~1984年、1985年~1994年および1995年~2004年の10年毎の相乗平均をした $z_{0,G}$ の値を第1表に示す。突風率粗度 $z_{0,G}$ は、ほとんどの地点で大きくなる傾向を示している。

小寺ほか(2009)は1976年と1997年の土地利用形態から、Kondo and Yamazawa(1986)の方法を用いて道南地域の幾何学的粗度 $z_{0,m}$ を求めた。第2図に函館について2.3節の方法で求めた $z_{0,G}$ と1976年、1985年および1997年の $z_{0,m}$ を示す。 $z_{0,G}$ と $z_{0,m}$ の値がよく一致しており、2.3節の方法が妥当であることを示している。

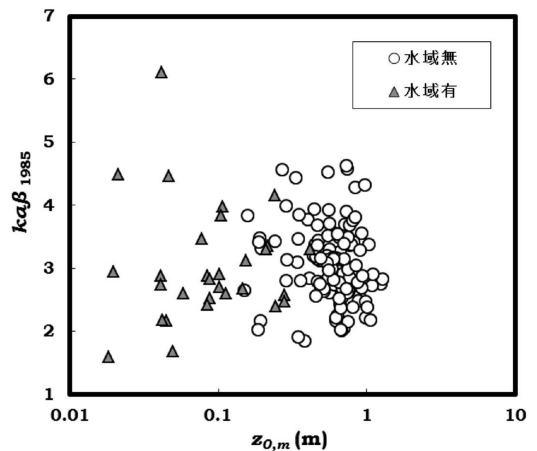
第3図は日本の気象官署156箇所(気象庁 2010)のうち観測期間が1975年から2004年までのデータが整備されている153箇所(第1表参照)から求めた $ka\beta_{1985}$ の粗度依存性である。但し、 $z_{0,m}$ は1985年段階の風向別幾何学的粗度を全方位に対して相乗平均した値である。図中 \blacktriangle 印は、湖沼、河川敷および海水域が90%以上占める方角がある地点である(桑形・近藤 1990, 1991)。大部分の地点で $ka\beta_{1985} = 2 \sim 5$ である。全地点の平均値は $ka\beta_{1985} = 3.17$ 、標準偏差 = 0.69 である。これから $ka\beta = 3.5$ の一定値(桑形 1993)を用いて突風率粗度 $z_{0,G}$ を推定したとすると、式(8)から $z_{0,G}$ ($ka\beta_{1985}$) $> z_{0,G}$ ($ka\beta = 3.5$) の傾向があることが



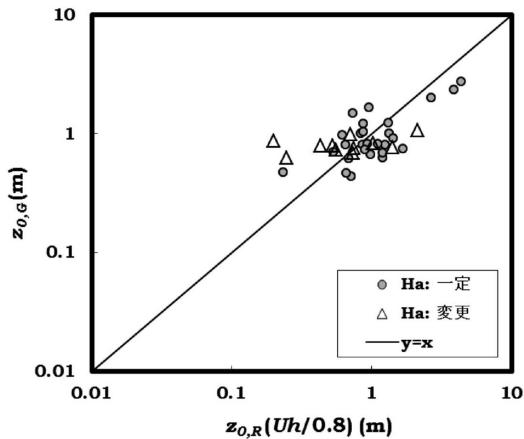
第1図 東京（気象庁大手町観測露場）における長期変化。(a) 平均風速，年最大風速および年最大瞬間風速，A，BおよびCはそれぞれ旧型，80型および95型の観測期間に対応，(b) 年突風率と平滑化年突風率，△は年最大風速と年最大瞬間風速が同一日に発生，▲印は異なる日に発生，(c) 幾何学的粗度，突風率粗度およびロスビー数粗度。



第2図 函館における突風率粗度 $z_{0,c}$ の年々変化と1976年，1985年および1997年各年の幾何学的粗度 $z_{0,m}$ 。



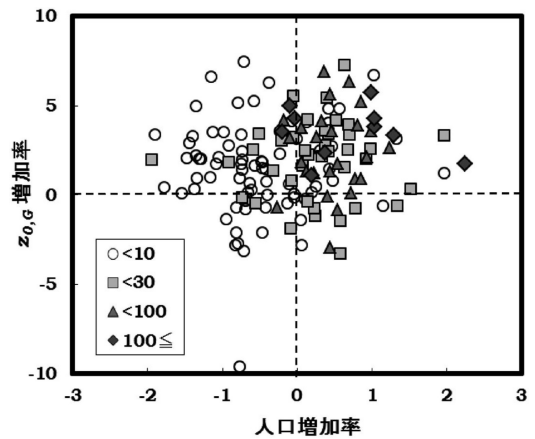
第3図 日本の気象官署153箇所の $k\alpha\beta_{1985}$ の粗度依存性。 $z_{0,m}$ は1985年段階の幾何学的粗度から求めた風向別粗度の相乗平均値。▲印は，湖沼，河川敷および海水域が90%以上占める方角がある地点である。



第4図 $k\alpha\beta_{1985}$ を使い、更に型式変更や高度変更を考慮して求めた突風率粗度 $z_{0,G}$ とロスビー数粗度 $z_{0,R}$ との関係。期間は1989年～2004年を3期間に分割(本文参照)。高層データは館野高層気象台、地上風データは関東地域の13地点の気象官署のものを使用。ロスビー数粗度は中部山岳地帯の地形の影響を補正した。風速計高度 H_a が期間中大きく変化しなかった地点と変化した地点で分類。

1995年～1999年(5年間)および2000年～2004年(5年間)の3期間について各地点の相乗平均値を求めた。結果を第4図に示す。●印は風速計高度 H_a が期間中大きく変化しなかった地点である。△印は風速計高度が変化したものである。●印はほぼ良い対応をしている。

第5図は第3図と同じ気象官署のうち市町村別人口統計(総務省統計局 2011)が利用できる151地点(第1表説明参照)について1975年から2004年間の増加率、 $1/z_{0,G}(dz_{0,G}/dt)$ と1980年から2000年間の人口増加率、 $1/p(dp/dt)$ との関係である。ここで p は人口である。 $z_{0,G}$ の増加率は毎年のデータから、人口増加率は5年毎のデータから、それぞれ回帰直線の勾配を用いて求めた。突風率粗度の増加率は大部分の地点(151地点中119地点)で正の値を示している。人口30万人以上の都市では突風率粗度の増加率と人口増加率の両者が共に正の傾向を示す割合が高い。人口が増加すると建物が作られ、幾何学的凹凸が増加し、それが突風率粗度 $z_{0,G}$ の増加に反映する、という因果関係があることを示唆している。



第5図 日本の気象官署151箇所における1975年から2004年間の突風率粗度 $z_{0,G}$ の増加率と1980年から2000年間の人口増加率の関係。単位は%/年、マークは人口(万人単位)で分類。

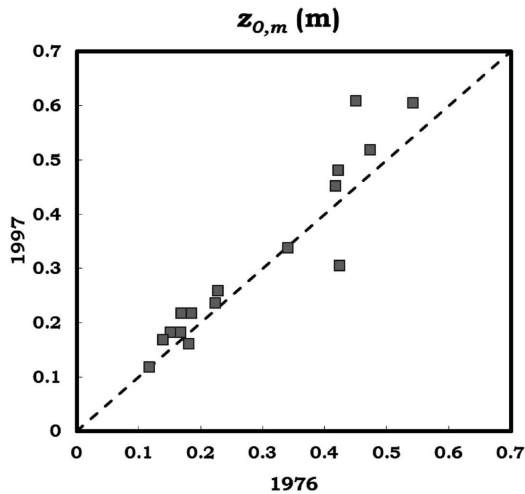
4. 考察

本研究では気象要素の長期変動に及ぼす観測環境の変化を、新しく定義した「突風率粗度」を用いて調べた。

$k\alpha\beta$ が型式変更や高度変更により変わると仮定して求めた $z_{0,G}$ が $z_{0,R}$ とよく対応し仮定が妥当であることが確認された。しかし $z_{0,G}$ と $z_{0,R}$ の間のずれが大きい観測点も見られた。風速計高度の変更は風速計を同一地点でかさ上げした場合は、周辺の粗度環境の急激な変化はないと仮定できるが、合同庁舎移転などのように場所の変更を伴う場合は粗度環境の急激な変化があることも考慮する必要がある。この問題点を解決するためには、第2図で示したように $z_{0,m}$ で随時チェックすれば推定精度は向上する。

突風率粗度は、 $z_{0,m}$ や $z_{0,R}$ に比べて容易にかつ毎年求めることができるので粗度の変化を年々から長期にわたって調べるのに適している。一方、ロスビー数相似則は数多くの観測データを平均したものに対して初めてその意味を持ち、個々の観測データとの比較は、大気の傾圧性や非正常性などの様々な要因のため、あまり意味を持たない(近藤ほか 1991)。単一のロスビー数粗度 ($z_{0,R}$) を求めるためには、5年～10年程度平均した上空ならびに地上風速データが必要であり、このため $z_{0,R}$ は年々の変化の解析に適さない。

先に述べた小寺ほか(2009)による1976年と1997年の道南地域16地点の空気力学的粗度 $z_{0,m}$ の比較結果を



第6図 道南地域16地点における1976年と1997年のそれぞれの土地利用形態から求めた粗度 ($z_{0,m}$) の関係。

第6図に示す。大部分の観測所で $z_{0,m}$ が大きくなっており、観測環境が変化していることが明らかになった。これは今回の解析結果と整合する。最近は、レーザー高度計で地表面の凹凸を数 cm 単位でかつ水平分解能を数 m グリッドで計測する技術が開発され実用化されている (細井ほか 2008)。このような幾何学的凹凸データを定期的に取得しておけば、気象官署以外のところでも観測環境の変化を調べることができる。

5. まとめ

気象官署の平滑化年突風率 (月最大瞬間風速の年12回の平均/月最大風速の年12回の平均) の長期変化を1975年~2004年の期間について求めた。突風率は風速計高度や観測環境および測器の変更によって変わり、近年増加傾向である。突風率、風速計高度を用いて境界層理論から気象台周辺の空気力学的粗度 z_0 を推定することができるが、本方法を平滑化年突風率に適用して突風率粗度 $z_{0,G}$ を新しく定義した。接地境界層内の風速分布式(1)で定義される空気力学的粗度と対応させるために、1985年時点における既知の幾何学的粗度情報を用いて安定度や風速計などに依存するパラメータを新たに決め、それを用いて他の年の突風率粗度を求める手法を考案した。推定した突風率粗度は土地利用状態から推定した幾何学的凹凸を用いて求めた空気力学的粗度 $z_{0,m}$ や、ロスビー数相似則から求めた空気力学的粗度 $z_{0,R}$ と良い対応関係が見られた。突風

率粗度は大部分の観測所で増加傾向が認められた。更に人口30万人以上の都市では突風率粗度の増加率と人口増加率が共に正の値を示す地点が多く見られた。

以上のことから、突風率粗度は従来の方法で求められている空気力学的粗度と同様、地表面の凹凸の情報を含んでおり、 $z_{0,m}$ や $z_{0,R}$ に比べて容易にかつ毎年求めることができるので、その長期変化傾向から都市化を含む観測環境の変化に関する知見を得ることができる。

謝辞

小寺裕之氏からは粗度のデータを提供して頂きました。ここに記して感謝します。

付録：中立時のロスビー数相似則を用いた地表面粗度 $z_{0,R}$ の計算。

データ抽出方法：

900 hPa と 850 hPa の平均風速を地衡風速 U_h と考えて地上風速 u を以下の基準 (Kondo and Yamazawa 1986) で抽出。

U_h ：地衡風速

900 hPa と 850 hPa の各風速が10 m/s 以上、

日平均風速12 m/s 以上、

2 高度の風速差が 3 m/s 以下、

館野高層気象台の上空風速は中部山岳地帯の影響を受けて2割減 (近藤ほか 1991) であることを補正するために $U_h \rightarrow U_h/0.8$ とした。

u ：日平均地上風速

年平均値の1.5倍以上。

ロスビー数相似則によって計算される地上風速は平坦地上のものなので、実測値と計算値とのずれは地形による風速の減速 (または加速) 効果を表している。今回の計算には気象台毎の風速の地形減衰効果 (近藤ほか 1991) を考慮した。具体的には近藤ほか (1991) の表 A1中の α_2 で u を割って地形減衰効果のない地上風速を計算する。

解析期間 (平均年数)：

1989~1994 (6 年間), 1995~1999 (5 年間), 2000~2004 (5 年間)。

解析地点：

館野高層気象台の高層データに対応する関東地方の気象官署 (以下の13か所)。

宇都宮, 前橋, 熊谷, 水戸, 秩父, 館野, 銚子, 東京, 横浜, 館山, 勝浦, 千葉, 日光

参考文献

藤部文昭, 2001: JMA-80型地上気象観測装置の導入に伴

- う気象官署の風速観測値の変化. 天気, 48, 219-226.
- 細井文樹, 吉見健司, 秋山幸秀, 大政謙次, 2008: 航空機搭載型 Scanning lidar システムを用いた樹高計測: 計測条件の違いが樹高計測精度に与える影響についての検討. Eco-Engineering, 20, 143-149.
- 気象庁編, 2010: 気象庁年報2009年 (CD-ROM).
- 小寺裕之, 佐藤悦信, 金森祥一, 2009: 地表面粗度長を用いた瞬間風速に関する量的予報プロダクトの開発. 気象庁研究時報, 61, 21-31.
- 近藤純正, 1982: 大気境界層の科学. 東京堂出版, 219 pp.
- 近藤純正, 2005: 9. 風で環境を観る. <http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/kenkyu/ke09.html> (2014.1.23閲覧).
- 近藤純正, 2012: 日本の都市における熱汚染量の経年変化. 気象研究ノート, (224), 25-56.
- 近藤純正, 山沢弘実, 1983: 局地風速と現実複雑地表面の粗度. 天気, 30, 553-561.
- Kondo, J. and H. Yamazawa, 1986: Aerodynamic roughness over an inhomogeneous ground surface. Bound.-Layer Meteor., 35, 331-348.
- 近藤純正, 桑形恒男, 中園 信, 1991: 地域代表風速の推定法. 自然災害科学, 10, 171-185.
- 桑形恒男, 1993: 大型台風にもなった気象官署の突風率の長期変化. 天気, 40, 91-97.
- 桑形恒男, 近藤純正, 1990: 東西南部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, 37, 197-201.
- 桑形恒男, 近藤純正, 1991: 西日本アメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, 38, 491-494.
- 塩谷正雄, 1979: 強風の性質. 開発社, 193pp.
- 総務省統計局, 2011: e-Stat 政府統計の総合窓口. <http://www.e-stat.go.jp/SG1/estat/List.do?bid=000001007702&cycode=0> (2014.9.18閲覧).
- 田村幸雄, 西村恵子, 1992: 地表面粗度の永年変化の簡易な推定方法について. 日本風工学会誌, (51), 107-111.
- 田村幸雄, 須田健一, 松井源吾, 1984: 建築密度の永年変化を考慮した年最大風速の均質化. 第8回風工学シンポジウム論文集, 47-54.
- 田村幸雄, 須田健一, 松井源吾, 1989: 設計基準風速についての一考察 —建物密度の経年変化を考慮した年最大風速の均質化—. 日本建築学会構造系論文報告集, (400), 101-111.
- 山岸米二郎, 1996: 風速計の変更と突風率の変化. 天気, 43, 623-626.
- 横井信太郎, 1997: 風向風速計センサの特性比較. 気象大学校平成8年度卒業研究論文, 44pp. <http://www1.plala.or.jp/yokoin/soturon/H8sotsuron-yokoi.pdf> (2014.1.23閲覧).

Long-term Trend of Aerodynamic Roughness Estimated from Gust Factor

Shigenori HAGINOYA*

* *Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.*
E-mail: shaginoy@mri-jma.go.jp

(Received 11 May 2014; Accepted 27 October 2014)
