

# 大気境界層の気象

## (I) 風はどのように吹くか

近藤純正\*

#### 1. 大気境界層とは

陸面や海面(これらは総称して地表面という)から 概略1~2kmまでの大気層は「大気境界層」と呼ばれ, 地表面の摩擦や熱的な影響が強く,その上空の「自由 大気」とは区別される.第1図は地表面付近のスケー ルを拡大して表したものである.地表面から概略 30~100mまでの「接地境界層」(略して「接地層」)内 では,風速や気温の鉛直勾配が特に大きい.現実の地 表面は,草地,森林,都市ビル群落(都市キャノピー) などから成り立つ.草や樹木など植生群落内や都市ビ ル群落内の気層は「キャノピー層」と呼ばれ,ここで は地物の直接的な影響により,風速は局所ごとに大き く違い複雑になっている.したがって,地上の代表風 速は,「キャノピー層」より高い高度で観測されなけれ ばならない.

第2図は日中の平坦地の地表面近くで観測された風 の平均流方向の成分 u と鉛直成分 w (+が上昇流,-が下降流),および気温 T の記録例である。このよう な記録は,0.1秒の速い変動にも追従できるような観測 装置によって得られる、気温なら、細い白金線をむき 出したままの温度計や細い熱電対、あるいは微細な サーミスタ温度計(電気抵抗の温度変化を利用した温 度計),風速なら熱線風速計や超音波風速計(ただし発 信·受信センサー間の距離が約0.2m以下)で観測でき る. 第2図横軸の32秒や38秒付近を見ると, 0.3秒間に 気温が2℃も変化している.このように気温は激しく 変動している、地表面付近では、温かい空気塊と冷た い空気塊が混在し、上下・左右・前後に乱れながら流 れている、温かい空気塊が上昇すると、元の場所を埋 めるかの如く、他の空気塊が入ってくる、風速が約4 ms<sup>-1</sup>だとすると、空気塊は0.3秒間で1.2mの距離を

流れるので,ある瞬間には,わずか1.2m離れた2点間 で2℃も違うことになる.温・冷空気塊はこのように 乱れながら,混じり合い,やがて消滅する.他方では, 新しい温・冷空気塊がたえずやってくる.つまり,高 温の地表面付近から上ってくる空気塊は温かいものが 多く,低温の上層から降りてくる空気塊は冷たいもの が多い.この過程で,空気塊同士は熱や水蒸気量を交 換し合っている.この特徴は,自由大気中ではほとん ど見られない.ただし,積乱雲などの中では激しい乱 流が生じていることは言うまでもない.

第2図の変動を注意深くみると次のことに気づく. (1) これらの変動はランダムではなく、細かな速い変 動のほかに、10~20秒ぐらいの周期をもつ変動も含ま れる.  $(2) w \ge T$ の間には正の相関関係がある. つま り、Tが大きくなったときwは正(上向きの風)、Tが小さくなったとき w は負(下向きの風)の傾向があ る。すなわち、温かい空気は上昇し、冷たい空気は下 降している。それゆえ、温・冷気塊が上下に交換する ことによって地表面から上空へ熱「顕熱」が運ばれて いることになる。図示していないが、夜間はこの図と は逆に $w \ge T$ の間には負の相関関係がある.つまり 上昇流のとき T は低くなり下降流のとき T は高くな る確率が大きい。これは下向きに顕熱が運ばれている ことを意味する。(3)同様に u と w の間には負の相関 関係が見られる、上昇流のとき風速 u は小さく、下降 流のとき風速 u は大きい傾向がある。これは、上層の 速い風が下降し、下層の遅い風が上昇している。物理 的に言えば、風がもっている運動量(=空気密度×風 速)が上から下へ運ばれていることになる、運動量の 地表面への輸送は、地表面を平均風の方向へ引きずろ うとする力になる、逆にみると、地表面は風に対して 摩擦の役目をはたしている、したがって、もし風を維 持する機構が働いていない場合には、風は自身の運動 量を地表面へ失い、しだいに弱まってくることになる.

<sup>\*</sup> Junsei Kondo, 東北大学名誉教授.

<sup>© 1999</sup> 日本気象学会



第1図 大気境界層の模式図.



平成分 u と鉛直成分 w および気温 T の記録例 (Ibbetson, 1978).

地表面は,太陽からの放射量(日射量)と大気中の 水蒸気・二酸化炭素など温室効果気体や雲からの目に 見えない赤外放射量(大気放射量)の時間変化によっ て,昇温・冷却する.また,地表面では水が蒸発し, 水蒸気となって上空へ運ばれていく.この「水蒸気輸 送」のことを「潜熱輸送」ともいう.地表面の昇温・ 冷却に伴って顕熱や潜熱の輸送量が変化し,大気の温 度や水蒸気量も変化する.大気境界層の中では,風速・ 気温・水蒸気量や風の運動量・顕熱・潜熱の輸送量の 日変化が大きい.

大気境界層は地表面の直接的な影響を受けるので, 地表面の種類(森林,都市,砂漠,海面など)によっ てその構造は違ってくる。風が或る地表面(例えば平 坦な裸地)から他の地表面(例えば畑地)に向かって 吹くとき,裸地上では裸地面上の境界層ができている が、新しい境界層は畑地の始まりから形成され始め、 その厚さはしだいに増していく、風の流れる水平距離 に対してその概略1/100~1/10程度の高度までが畑地 上でつくられた新しい境界層となる。

第2章では風速の時間変化の典型的な実例として, 1983年4月27日に東北地方の各地でほとんど一斉に山 林火災を発生させた異常乾燥強風を取り上げ,風の吹 きかたの全体像を理解する.第3章では地表面の凹凸 「粗度」によって風(平均風速の鉛直分布や乱流の強さ) がどのように違うのかを,第4章では大気の安定度に よって風がどのように違ってくるのかを説明する.第 5章では風速の日変化,第6章はまとめ,第7章は質 問に対する回答という構成とした.

#### 2. 異常乾燥強風の例

1983年4月27日,この日は西からの深い気圧の谷が 接近し気圧の傾きが大きくなる状態,つまり天気図か らは強風が予想される状態であったが,地上は前夜か ら朝方にかけて微風であった。この微風は,数日前か らの異常乾燥と晴天による夜間の強い放射冷却で,朝 方地面付近に溜まった冷気層が上空の強風を遮蔽した ことによるものであった。すなわち,冷気層「接地逆 転層」の中では大気は安定で乱流が生じにくく,上空 の強風を入り込ませなかったのである。しかし昼ごろ になって,太陽熱で地面が熱せられ,冷気層が消える と,突風状の強風が吹き始めた。このときの大気は不 安定な状態で,平均風速に比べて最大瞬間風速が特別 に強く,火災域では飛び火が盛んに起こり,火災を大 規模化させた。これは東北地方の各地で,ほとんど一 斉に発生した現象である。乾燥が続くと放射冷却が激

"天気"46.9.



第3図 1983年4月27日の大規模山林火災発生の 前日から当日にかけての仙台における風 速の時間変化.小黒丸印は地上(風速計 高度52m),大黒丸印は上空1kmの風 速.なお,平常時(大気安定度が中立に 近いとき)の地上52mにおける平均風速 (通常)は点点の横帯で示した。



第4図 地面冷却時と加熱時の風速の鉛直分布例.

しくなることは、次回の解説(II)で示される.

第3図の小丸印は火災前日から当日にかけての仙台 管区気象台(風速計の高さは地上52 m)における10分 間ごとの平均風速である.大きい丸印は上空1 kmの 風速である.もし,夜間に強い冷気層がなければ,地 上風速は点々模様の横帯で示す値になる.この程度の 風が当日朝から吹いていたならば,人々は風に注意し, 火災の発生はなかったのかも知れない.しかし,夜間 にできた冷気層「強い接地逆転層」のために,朝方の 地上は微風であった.それが正午過ぎ突風的な強風と なり,地上は上空1 kmの風速と同じ程度になった.

第4図は夜間から午前中にかけての地面冷却時にお ける風速の鉛直分布(白矢印)と、日中のそれ(黒矢 印)を示す模式図である。日中の地面加熱時は乱流が 激しく、風の水平成分・鉛直成分はともに激しく変動 した。乱流が激しいことは、かき混ぜがよいことで、 風速や風向、温位なども鉛直方向に均一化される。

仙台の例では,上空風速に対する地上風速(風速計 地上高度52 m)の比が0.7以上あるような強風は年間



587

10回程度発生し、3~10月に多い.その条件は、(1) 積算日射量が多い、(2)降水がほとんどなく、地面が 乾燥しているとき、(3)上空に冷気の移流があるとき. これらの条件がそろったとき、大気境界層は非常に不 安定化し、上下の混合が激しく地上付近は強風になる. この例でみたように、大気境界層内の風(平均風速、 乱流の強さ)は大気の安定度によって大きく支配され る.この不安定化の条件は、他の地方にも適用できる. しかし、発生頻度から見ると、北海道~東北南部では 冬から春にかけて、低気圧の通過後、気圧の傾きが大 きくなり暴風となる頻度が高いのに対し、関東~西日 本での暴風は夏の台風によって起きる頻度が高い.

#### 3. 地表面の粗度と風速

風はまた、風速計の設置高度と、地表面の細かな凹 凸「幾何学的粗度」によって大きく変わる.すなわち、 風速の高度分布の変化割合は地表面に近いところで急 激であり、高さと共にしだいに小さくなっているわけ だが、この変化割合の度合いは地表面の「幾何学的粗 度」によって変わる.風速の変化割合が急激なところ を詳しく見るために、高さを対数目盛りのグラフで見 ると分かりやすい.第5図は稲の収穫後の田圃で観測 された風速の鉛直分布の3例(a, b, c)で、丸印は観

1999年9月

測値である、観測値を直線で結んで、地面のほうに延 長すると,1.2 cm の高度で風速 U はゼロになる、この 高度のことを「空気力学的粗度|,略して「粗度|とい う、「粗度 ム」の意味は、実際の風速が高度 ムでゼロに なるのではなく,接地境界層内で成立する風速分布(実 線)を下方に点線で示すように延長して U=0の座標 軸を切る高さのことである、以下で述べるように、ふが 大きい地表面の上ほど乱流が強く、熱や水蒸気量の輸 送が盛んに行われる。この図のような風速分布が観測 されるのは、大気安定度が中立に近い場合である、中 立に近いとは、上下の気温差に比較して風速が強い場 合である。中立に近い条件の目安は、U (ms<sup>-1</sup>) と T (°C)を高度 z (m)の風速と気温,  $T_s$  (°C)を地表面 温度として、 $(T-T_s)$  zln  $(z/z_0)/U^2$ の絶対値が概略 0.3以下のときである、大気安定度については第4章で 説明する.図に示されたような風速分布は次式の「対 数則」で表される.

$$U = A \ln (z/z_0) = 2.3026 A \log_{10} (z/z_0),$$
  

$$A = u^* / \kappa$$
(1)

ただし A はグラフに示す傾き, x=0.4 (カルマン定数) である. u\*は風速の次元をもち「摩擦速度」と呼ばれ, 求め方と利用法はあとで示されるように, 乱流の強さの目安やその他を表す重要なパラメータである.

「空気力学的粗度  $z_0$ 」は地表面の「幾何学的粗度高 h」 (風を遮る地物の平均的な高さ)とその分布密度に関係 し, 概略  $z_0/h=1/50\sim1/5$ である.この比は,地物の分 布がまばらの場合と非常に密な場合で小さく,適当な 配列密度のとき大きくなる.適当な配列密度とは,風 がキャノピー層の中へ入りやすく,その物体表面と頻 繁に接触できるような場合である.植生地における顕 熱交換や  $CO_2$ 交換の場合も同様で,植生の配列が適当 なとき交換がもっとも盛んになる.

第6図はいろいろな粗度の場合の風速の鉛直分布で ある.ただし、上空約1kmの風速が20ms<sup>-1</sup>のときで ある.粗度  $z_0$ の目安は、大都市で1~3m、森林で 0.3~1m、畑や草地で0.1~0.3m、湖や海面で10<sup>-5</sup> ~10<sup>-3</sup>m(風速に依存する)である.粗度が大きい地表 面ほど、風速の高さに対する増加割合が大きいことが わかる.図から読み取ると、例えば、 $z_0$ =1mの大都市 と、 $z_0$ =10<sup>-4</sup>mの海面上の高度20mと10mの風速の 差(と比)を比較すると、前者では6.8~5.2=1.6ms<sup>-1</sup> (6.8/5.2=1.31)、後者では14.7~13.9=0.8ms<sup>-1</sup>



(14.7/13.9=1.06) となる.

1994, p. 120).

背丈の高い草地,森林や都市ビル群落のように幾何 学的粗度が大きい場合には,風に対する地表面の基準 面が不明瞭となる。そのような場合には「ゼロ面変位 *d*」を導入して対数則はつぎのように表す。

$$U = A \ln[(z-d)/z_0]$$
  
= 2.3026 A log<sub>10</sub>[(z-d)/z\_0], A = u\*/\kappa (2)

囲では結果はほとんど変わらない(近藤,

地物がまばらに分布するような場合は d = 0 である が、多くの畑作地では d = 0.7 h 程度である. 地物が非 常に密に並んだ場合は d = hに漸近する. つまり並ん だ地物の上端面が風に対する実質的な地表面となる. 第6 図に示す鉛直分布は (z-d) を高度 z とし、その 対数目盛りを縦軸に選んで描いてある.

傾き $A = u^*/\kappa$ (第5図参照)の式中の摩擦速度 $u^*$ は 乱流の強さのスケールを表す。第6図を参照すると、  $z_0$ が大きいほどAも大きくなるので乱流も強い。乱流 の大きさは、各瞬間の風速と平均風速の差で表される。 大気安定度が中立のとき、接地層内の乱流の大きさの 標準偏差(風向方向成分 $\sigma_{U}$ 、それに直角な水平成分  $\sigma_V$ ,鉛直成分 $\sigma_W$ )は次式で表され、高度によらない。

$\sigma_{\rm U}/u^* \doteq 2.7$	
$\sigma_{\rm v}/u^* = 2.0$	(3)
$\sigma_{\rm W}/u^* = 1.2$	

ただし,乱流の大きさの標準偏差は風を測る観測時間 が長くなるほど大きくなるが,上式は観測時間が 10~30分間の場合である。

[演習問題]大気安定度が中立のとき,草丈 h=0.8 mの水田上の5高度で風速分布を観測した.高度1mで 2.05 ms<sup>-1</sup>, 1.8 m で3.10 ms<sup>-1</sup>, 3 m で3.85 ms<sup>-1</sup>, 6 m で4.80 ms<sup>-1</sup>, 12 m で5.65 ms<sup>-1</sup>であった. このデータ から粗度  $z_0$  (有効数字は1桁でよい)を求め,摩擦速 度  $u^* を 算出せよ, ただしゼロ面変位 <math>d=0.45 \text{ m}$ とせ よ. さらに,このときの高度10 m における最大瞬間風 速を推定せよ.なお,最大瞬間風速  $U_{\text{max}}$ と平均風速 Uの差を  $U_{\text{max}}$ - $U = \gamma \sigma_U$ とおけば,平均的に  $\gamma = 3$ と仮定 できる.ここに  $\gamma$  は  $U_{\text{max}}$ と U の差を表す比例係数で ある(後述の Q4 参照).(解答:粗度  $z_0=0.1 \text{ m}$ ,摩擦 速度  $u^*=0.48 \text{ ms}^{-1}$ ,最大瞬間風速  $U_{\text{max}} = 9.4 \text{ ms}^{-1}$ .) [ヒント1:片対数方眼紙使用の場合] 各高度 z か ら d を引き算した実質的な高度 z-dと風速 Uとの 関係を片対数方眼紙にプロットし,最適直線で結ぶ.

[ヒント2:普通方眼紙使用の場合]観測データの表 を関数電卓などを利用して次のようにつくる.

z-d(高さ)	$x[=\log_{10}(z-d)]$	U(風速)
0.55 m	-0.297	$2.05 \text{ ms}^{-1}$
1.35 m	0.130	$3.10 \text{ ms}^{-1}$
2.55  m	0.407	$3.85 \text{ ms}^{-1}$
5.55 m	0.744	$4.80 \text{ ms}^{-1}$
11.55 m	1.062	$5.65  {\rm ms}^{-1}$

これを次の1次式にあてはめよう.

 $U = ax + b \tag{4}$ 

式(2)を参照すると、 $x = \log_{10} (z-d)$ , a[=2.3026 $u^*/x]$ は直線の傾き、 $b[=-2.3026 (u^*/x)\log_{10} (z_0)]$ は直線の切片である。上記の数値を横軸 x と縦軸 U の方眼紙にプロットし、最適値の直線を引く、その傾 きから a=2.76が、また、U がゼロになるところを探 すと x=-1の付近であることがわかる。つまり粗度  $z_0 (=10^x)=0.1$ mで風速はゼロとなる。そうして  $u^*=0.4a/2.3026$ から摩擦速度  $u^*$ が求められる。

風速鉛直分布の傾き ( $A = u^*/\kappa$ , または a = 2.3026 $u^*/\kappa$ ) は風速が高さに対して増加する割合を表す。傾



第7図 全国気象官署における突風率(=最大瞬 間風速/最大風速)と地表面粗度 z<sub>0</sub>との 関係,ただし z<sub>4</sub>は風速計地上高度,破線 は突風率の理論値のおおまかな範囲を表 す.なお,風速計地上高度 z<sub>4</sub>が6m,20 m,60mの場合について,z<sub>0</sub>の目盛りは 横軸に付けてある(桑形・近藤,1992, に加筆).

きは、風速が強いときほど、粗度が大きい地表面上ほ ど大きくなる.傾きが大きくなれば摩擦速度が大きく、 乱流も激しくなる.

このように摩擦速度  $u^*$ は重要なパラメータであり, 上記のように風速の鉛直分布から求めることができる. しかし,一般には風速の鉛直分布は観測されていない. そこで,あらかじめ各地で粗度  $z_0$ を求めておき, 中立条件下での  $u^*$ を算出する方法がある. それは,風速の観測値  $U_A$  (ある高度  $z_A$ : 6.5 m とか60 m)のデー タがあれば,次式から  $u^*$ を計算する. 以下では  $\lceil d$ : ゼロ面変位」は除外して記述する.

$$u^* = 0.4 U_{\rm A} / [2.3026 \times \log_{10} (z_{\rm A} / z_0)]$$
<sup>(5)</sup>

または,

$$u^* = 0.4 U_A / \ln (z_A / z_0)$$
 (6)

ある時間帯の最大瞬間風速  $U_{max}$ と平均風速 U の比 ( $U_{max}/U$ ) は突風率と呼ぶことがある。台風による災 害時などには、気象庁から各気象官署における10分間 最大風速  $U_{10max}$ ,最大瞬間風速  $U_{max}$ ,ほかのデータが 報告される。ほとんどの場合、 $U_{10max}$ と  $U_{max}$ はほぼ同 時刻に出現しているので、 $U_{max}/U_{10max}$ は突風率とみな すことができる.第7図は1991年の19号台風の時に各 地で観測された突風率(縦軸)と,各気象官署の風速 計高度  $z_A$ と粗度  $z_0$ の比の対数の逆数(横軸)との関係 である.分かりやすくするために,横軸には $z_0$ の目盛 りもつけてある.粗度が小さな水田地帯などでは突風 率は1.5程度であるが,大きな都市などでは突風率は2 以上になる.図に描かれた2本の破線は,演習問題で 示した比例係数がそれぞれ, $\gamma = 2 \ge \gamma = 4$ を仮定し た場合の理論的な関係である.同一地点において,最 大瞬間風速は台風ごとに異なるけれども,それを平均 風速で割り算した値(突風率)で表せば,風速によら ずほぼ一定値が得られる.

近年,各観測所における風速計地上高度や周辺の地 表面粗度が変化しており,突風率も時代とともに変わ ることになる.

#### 4. 安定度による平均風速と乱流の強さの違い

第2章の実例でみたように、上空の風速がほぼ同じ であっても大気境界層内の平均風速と乱流の強さは大 きく変わる.地表面付近を詳しくみるために、高度を 対数目盛りで表すと風速鉛直分布は第8図のようにな る.ただし第8図は粗度 40=1 cm の場合である.地面 冷却時つまり大気安定度が非常に「安定」なときはグ ラフ(1)に、加熱時つまり非常に「不安定」なときは グラフ(7)のようになる.前章で述べた大気安定度が 中立に近いときはグラフ(4)の分布になる.グラフ(7) は鉛直方向に混合されて一様風速に近づいたような分 布形、グラフ(1)はその逆のような分布形であること が分かる.しかし、いずれの場合も、地表面ごく近く に限れば、鉛直分布は高さの対数目盛りでほぼ直線に なる(第8図では概略高度1m以下の範囲).

前掲の第4図では安定時と不安定時について風速鉛 直分布を高さの目盛りで表したが,第8図は同じ関係 を高さの対数目盛りで表したものである。

第9図は風速変動の模式図であり、大気安定度が不 安定な場合(a)と、安定な場合(b)の比較である。 不安定な場合には、水平成分、鉛直成分ともに変動が 激しく、顕熱、潜熱、汚染物質などの輸送が盛んにな る。そのため、安定なときに比べて、温位や比湿、汚 染物質の濃度などが鉛直方向にほぼ等しくなる。

大気中で水蒸気の凝結・蒸発が起きない場合,気温 の高度減率Гと乾燥減率Г。を比べて,その大小から「不 安定」「中立」「安定」が定義される.これは空気塊を 断熱的に鉛直方向に微少変位させたときの力の作用す





第9図 風速変動の例 乱れの強さが大き いとき(a:不安定のとき,または 粗度が大きい地表面上)と,小さ いとき(b:安定のとき,または粗 度が小さい地表面上).



る方向から定義された「静力学安定度」のことである. 第10図は気温(横軸)と高度(縦軸)との関係を表している.現実の大気境界層の中では、図の折れ線 ABCEで描かれるように、地表面温度が著しく高い場 合、点 A からの空気塊はまわりの空気との混合がなけ れば点 D まで達しうる.つまり、BC 間は $\Gamma = \Gamma_{d}$ (静力 学的に中立)であっても空気塊は A~C 間で盛んに上 下運動をしており、大気は不安定である.一方、折れ 線 A'B'C'E' の例では A'~B' 間には強い逆転層があり 安定である.この場合の B'~C' 間の安定度は中立であ る.

以上のように、大気境界層の安定度は地表面付近の 状態も考慮して判定しなければならない。(注:安定度 は正確には、気温のかわりに、水蒸気の密度が乾燥空 気に比べて小さいことを考慮した「仮温度」の鉛直分 布から判断する。)

[参考1]大気境界層で量的に安定度を表すものとし て、定義はいくつかある。接地層で用いられる、無次 元数の「flux Richardson 数, Rf」と「Richardson 数, Ri」、長さの単位をもつ「Monin-Obukhov の安定度ス ケール、L]がある.地表面からの高さを z としたとき、 安定のとき、z>0.2L(およそ Ri>0.2)の範囲で乱流 は間欠的に途絶えるようになり、z>Lでは乱流活動 は非常に弱くなる。安定度スケール L は、このように 乱流状態の目安を与える。これらの詳細は専門書を参 照されたい(近藤、1994、p.114~p.116).

[参考2]大気境界層全層の安定度は、境界層の高さ *h*<sub>PBL</sub>と安定度スケール *L* の比 (*µ* = *h*<sub>PBL</sub>/*L*) で表され

500m 10 20Q,r 100 50 m ( - S Ē <sup>授</sup>5 日没 17 01 05 09 13 21 時刻 (時) オーストラリアのワンガラ実験で観測さ 第11図

れた40日間平均の風速の日変化,図中の 数値は地表面からの高さ(Mart, 1981).

る.  $\mu$ は、境界層の高さが接地層の安定度スケール Lの何倍であるかを表す. たとえば、 $\mu = -100$ の場合(例として、 $h_{PBL} = 2000$  m、L = -20 m)、大気境界層の厚さの上部99%の範囲(高度20 m~2000 m)は浮力の効果が支配的で、自由対流に近い状態にある.

なお、大気境界層の高さは低層ラジオゾンデ、係留 気球、航空機、ライダーなどによる観測によって確定 することができる.観測しない場合には、中緯度では 次式によってその目安の見積もりができる.

 $h_{\rm PBL} = \kappa u^* / |f| \tag{7}$ 

ただし, f (=2 $\omega$ sin $\phi$ ,  $\omega$ =7.29×10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>:地球自転の角速度,  $\phi$ :緯度)はコリオリ因子である. ここでも出てきたように, 摩擦速度  $u^*$ は重要なパラメータである.

#### 5. 風速の日変化

陸面上の大気境界層は通常,日中は不安定,夜間は 安定となる.したがって,第8図から理解できるよう に,上空の風速(地衡風速)が昼夜で変化しなくても, 接地層の風速は日中強く,夜間に弱くなる.また,高 度が増すにしたがって,風速の日変化は少なくなる. さらに高い高度では「慣性振動」によって,風は日中 弱く,夜間に強くなることがある.

第11図は各高度の風速の日変化例である.地上付近 の高度8mでは、われわれが経験するような日変化を しているが、高度50mでは日変化は少なく、高度100m ~500 m では地上付近とは逆の日変化をしている.

ここで、慣性振動の説明をしておこう、気圧分布が 一定の状態を仮定すると、風の大きさと向きは、気圧 傾度力とコリオリカと摩擦力の3つの力のバランスに よって決まっている。しかし、気圧分布が変わらない としても、大気境界層の中では気温の鉛直分布の日変 化(不安定・安定)により、摩擦力が大きくなったり 小さくなる、そのため、数時間以上にわたる定常状態 は実現され難い、すなわち、3つの力のバランスはく ずれる。仮に日中、3つの力のバランスによって風が ある方向に吹いていたとする、夕方、風速の乱れが小 さくなり摩擦力が突然なくなったとすると、気圧傾度 力とコリオリカの合力の方向へ引っ張られて風速は大 きくなる、風速が大きくなるとコリオリカ(北半球で は風に直角右向き)も大きくなり、風向は少し右向き に転向する.これが慣性振動の生じる原理である.そ の周期は地球自転の角速度 ω を含む次式で表される。

 $\tau = \pi/\omega \sin\phi \tag{8}$ 

緯度  $\phi$ =30°とすれば sin $\phi$ =0.5より, 慣性振動の周 期は0.862×10<sup>5</sup>秒(ほとんど24時間)となる. コリオリ 力はたえず風向に直角右向きに作用することから, 風 ベクトルの先端は円を描くように変化する(近藤, 1987, p.149). このように, 理想的には, 風が1日を 通して規則的に向きを変える振動現象が現れ, これを 慣性振動と呼ぶ.

わが国のように地形が複雑で、海陸風や山谷風が卓 越するような地域では、それらの効果に隠れて境界層 の中層付近で顕著な慣性振動は見いだし難いが、筑波 山(標高869 m)や伊吹山(標高1316 m)のような孤立 峰では、統計をとってみると風速は日中弱く、夜間に 強くなる傾向が見られる。それは、孤立峰では、ほぼ 同じ高度の大気の流れの中にあり、同一高度の大気現 象(風速、気温)が現れやすいからである。しかし、 孤立峰であっても、富士山頂(標高3776 m)は標高が 高すぎて、広範囲に広がる下層の大気境界層の上に位 置し、上述のような顕著な風速日変化はみられない。

海陸風や斜面風の影響のある地域では,慣性振動と はべつの理由で風の日変化が顕著に現れる.ここでは, 風と地形との関係は紙数の関係で割愛する.

風は地表面の粗度,大気安定度,地形のほか,温度 風(気温の水平方向の勾配)の影響も受ける.日本の 冬期のように,南北の温度勾配が大きく,例えば3℃/ 100 kmのとき,地衡風速は高度1 kmにつき約10 ms<sup>-1</sup>の割合で増加しており,大気境界層の風もかなり の影響を受けることになる。一言でいえば,境界層の 下部層の風速は上空の風ベクトルの方向に引きずら れ,上部層の風は下層の風ベクトルの方向に引きずら れる。

通常,地上風が等圧線を横切る角度は,粗度の小さい海上で10~20°,粗度の大きな森林上などでは 30~40°であるが,温度風が大きなときは,この角度から±15°前後ずれることがある(近藤,1982, p.119).

この解説では、大気境界層の中で風はどのように吹 くかについて、ごく基本的なことがらを述べた.積乱 雲中の激しい降雨に伴う「ダウンバースト」や「竜巻」 に伴う強風については他の解説や参考書にゆずる.

6. まとめ

大気境界層は地表面から概略 1~2 km までの大気 層である.① この中では気温や風速などの変化が激し く,乱流によって熱や風のもつ運動量が運ばれている (第1章).② 平均風速と乱流の強さは地表面の粗度, 大気の安定度,地形,温度風(気温の水平方向の勾配) の影響を受ける(第6図,第8図,第9図).③ 最大瞬 間風速は地表面の粗度と風速計設置高度から推定する ことができる(演習問題と第7図).④ 摩擦速度は大気 境界層の重要なパラメータであり,地表面の粗度と1 高度  $z_A$ の風速  $U_A$ の観測値から求められる(式(5) ま たは式(6)).⑤ 大気境界層の上部,中部,下部では風 速の日変化が異なる(第11図).その原因の一つとして 慣性振動による日変化がある.

7. Q&A

Q1:幾何学的粗度 h の決め方は?

A1:幾何学的粗度とは地表面の凹凸の大きさであ り、長さの単位で表す.水田の場合はイネの平均の背 丈,森林では樹冠の見える樹木についての平均の高さ である(林床に生えている背丈の低い草木は除く).積 雪面の幾何学的粗度は、例えば、写真撮影して測る方 法がある.その際、積雪面に垂直な薄い黒色の平板を 立てて積雪の表面の凹凸を測り、その凹凸の標準偏差 を h とする.小石などからなる河原では、河原の上の 2 点間に真っすぐ糸を張り、糸までの高さを測り、凹 凸の標準偏差を h とする.この方法では、下の地表面 が起伏している場合、h は測定する距離によって変化 するので、測定距離を明記しておかなければならない. 普通、h の100~1000倍程度の距離を測定すればよい.

"天気"46.9.

さらに、村落や都市について、その地域の代表的な 風速を知る目的の場合には、各風向について対象地点 を基準として風上測線を中心とする中心角45°、半径が 風速計の設置高度(6 m とか、25 m)の約100倍の距離 (600 m とか、2.5 km)の範囲について幾何学的粗度を 求める。幾何学的粗度と空気力学的粗度の関係は文献 を参照されたい(近藤・山澤,1983; Kondo and Yamazawa, 1986; 近藤, 1994, p.123~p.124).

**Q2:気象官署やアメダス地点の粗度**の数値はどこ に示されているか?

A2:全国各地の観測所周辺の状況図は各管区気象 台に保管されており、また、国土数値情報から調べる ことができる.土地利用状況と粗度の関係(近藤・山 澤,1983;Kondo and Yamazawa,1984;近藤,1994, p.123-p.124)を利用して求まる風向別の粗度につい ては、北海道から東北地方北部までのアメダス241地点 は近藤ほか(1991)に、東北地方南部から中部地方ま でのアメダス281地点は桑形・近藤(1990)に、沖縄を 含む西日本のアメダス316地点は桑形・近藤(1991)に、 さらに全国気象官署155地点の粗度と、統一高度50 m の風速(地域代表風速)を算出する際に必要な係数は 近藤ほか(1991)に示されている.ただし、将来、観 測所の周辺状況が大きく変わるようなことがあれば、 粗度の計算はやり直さなければならない。

### Q3:関西空港で予想される台風時の最大瞬間風速 (突風率×平均風速)はどのように見積もればよいか?

A3:①アメダス以外の地点についても、土地利用 状況と粗度の関係を利用して粗度を求めることができ る.しかし、関西空港の場合、海からの風が吹く場合 には、海面の粗度(暴風時を想定すれば、 $z_0 = 0.001 \text{ m}$ ) を式(5)または式(6)に応用し $u^*$ を求め、演習問題 にならって突風率を推定する.

②関西空港では実際に風速が観測されているから、 そのデータを利用するのが最善である.すなわち、普 段の強風時(風速10 ms<sup>-1</sup>以上)の風速観測データを利 用して、突風率(縦軸)と風向(横軸)との関係を事 前に調べておく.この場合、海水温度と気温の差、つ まり大気の安定度が季節によって変わるので、風向別 の突風率は季節ごとに求めておくのがよい.強風時の 突風率は風速にほとんど依存しないと予想されるの で、この事前調査が役立つ. **Q4:係数は、いつも** $\gamma$ =3と考えてよいか? 平均 風速 Uのデータがあるとき、最大瞬間風速  $U_{max}$ を推 定する際の式: $U_{max} - U = \gamma \sigma_{U} = 2.7 \gamma u^{*}(\gamma = 3)$ の  $\gamma$ である.

A4:強風のときの各瞬間の風速の値が近似的に正 規分布をもつものとすると、平均風速より標準偏差の 2倍以上の強風、すなわち2 $\sigma$ 以上の値をもつ確率は 0.02275、3 $\sigma$ 以上は0.00135、4 $\sigma$ 以上は0.00003であ る.この確率から、通常、平均的に $\gamma$ =3程度を見込ん でおけばよいが、もし安全性を考える場合には、 $\gamma$ =4 ~5を見込むがよいであろう、実際には、遠方の地形 の影響も含まれ、風速は複雑な様相を示すので、遠方 の地形にも注意しよう.

推定方法のもう一つは、大気が不安定なとき、地上 での最大瞬間風速は地衡風速または傾度風速(つまり 上空の風速)の0.8~1.2倍程度になり得ることも記憶 にとどめておこう(近藤・桑形、1984).

Q5:統一高度の風速を推定する方法は? 気象台 やアメダス地点では風速計の設置高度が不統一であ る.風の解析を行う場合に統一高度の値を知りたい.

**A5**: 地表面の粗度  $z_0$ は,各地点ごとに既知とし,風速計高度を  $z_A$  (6.5 m~60 m),その高度における風速の観測値を  $U_A$ とする.式(1)より統一高度  $z_B$  (たとえば50 m)の風速  $U_B$ は次式で推定できる.

$$U_{\rm B} = U_{\rm A} \times [\ln(z_{\rm B}/z_0)] / [\ln(z_{\rm A}/z_0)]$$
(9)

これは風速が比較的強く,大気の安定度が中立に近 いときに近似はよいが,そうでない場合には安定度の 影響を考慮する必要がある.

#### 参考文献

- Ibbetson, A., 1978 : Topics in dynamical meteorology.6. Some aspects of the description of atmospheric turbulence. Weather, 33, 369–382.
- 近藤純正, 1982: 大気境界層の科学. 東京堂, 219pp.
- 近藤純正,1987:身近な気象の科学.東京大学出版会, 189pp.
- 近藤純正(編著), 1994:水環境の気象学一地表面の水収 支・熱収支一.朝倉書店, 348pp.
- 近藤純正,桑形恒男,1984:東北地方多地点一斉大規模 山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風 (2)、天気,**31**,37-45.
- 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.

- 近藤純正,山澤弘実,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. Boundary-Layer Meteor., **35**, 331-348.
- 桑形恒男,近藤純正,1990:東北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.
- 桑形恒男,近藤純正,1992:風速計高度や粗度の違いを 考慮した1991年台風19号の強風解析。自然災害科学, 11,87-96.
- Mart, L., 1981: The early evening boundary layer transition. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 101, 147-161.



# 1999年度 気象研究所研究発表会

## 「確かな未来を築くために一測定・探査と予測一」のご案内

気象研究所では、日頃の研究成果を広く一般に公表 する研究発表会を開催しています。今年度は、下記の 11の研究テーマについて発表を予定しています。多く の皆様のご来所をお待ちしております。

日時:1999年11月5日(金)9:30~16:45

- **場 所**:気象研究所講堂(茨城県つくば市長峰1-1) **交通案内**:
- (バス) JR ひたち野うしく駅←→つくばセンター 気象研究所前下車
- 参加費:無料(申し込み不要)

## プログラム:

<午前の部>

1. 東北日本の火山噴火と周辺地震活動との関連性について

(地震火山研究部)中禮正明

- 都市の地表面の熱的特徴とパラメタリゼーション
   (環境・応用気象研究部) 栗田 進ほか
- 寒候期のシアーラインを伴う現象
   一局地前線から南岸低気圧までー
   (予報研究部ほか)高野 功,清野直子ほか
- 4. 温暖化の解析技術の開発に関する研究

- 自然変動と地球温暖化--

(気候研究部)野田 彰ほか

<午後の部>

5. 衛星高度計データから得られた全球海面水位の変 動

(海洋研究部) 倉賀野 連

- 6.対流圏上部における微量気体濃度の変動 (地球化学研究部)松枝秀和ほか
- 西太平洋域のエーロゾル及び大気微量成分の変動:航空機による観測

(環境・応用気象研究部) 牧野行雄ほか

衛星による対流圏微量気体遠隔測定法に関する研究

(物理気象研究部)青木忠生ほか

9. 衛星による偏光観測データからのエーロゾルの光 学的特性の推定手法の開発

(気象衛星・観測システム研究部) 増田一彦ほか

 米国ネヴァダ州 Railroad valley における天空光 の偏光度と地表面反光の観測

(気象衛星・観測システム研究部)高島 勉ほか

11. 放射輝度に及ぼす不均質地表面の影響を考慮した 衛星計測

(気象衛星・観測システム研究部)高島 勉ほか

- 問い合わせ先:気象研究所企画室
  - **〒**305-0052 茨城県つくば市長峰1-1 電話:0298-53-8539 ホームページ:http://www.mri-jma.go.jp