

京都市近郊における大気境界層乱流 —冬季集中観測結果—

Turbulence in the Atmospheric Boundary Layer in the Suburbs of Kyoto City: Results of Intensive Observations in the Winter Season

堀口光章・吉田敏哉⁽¹⁾・竹見哲也

Mitsuaki HORIGUCHI, Toshiya YOSHIDA⁽¹⁾ and Tetsuya TAKEMI

(1) 京都大学大学院理学研究科

(1) Graduate School of Science, Kyoto University, Japan

Synopsis

Intensive observations of turbulence in the atmospheric boundary layer (ABL) during the winter season were conducted in the suburbs of Kyoto City. In the afternoon, strong winds in the lower ABL were intermittently observed by Doppler lidar. Radiosonde observations suggest that turbulent mixing in the ABL extends the high-speed layer, which is located in the upper levels, toward the lower position. Large-scale turbulence structures with temporal scales of more than 100 s were detected in the time series of the streamwise velocity component measured by sonic anemometer. The occurrence of large-scale structures is likely related to the intrusion of the high-speed layer toward the surface.

キーワード: 大気境界層, 乱流, ドップラーライダー, 大規模乱流構造

Keywords: atmospheric boundary layer, turbulence, Doppler lidar,
large-scale turbulence structure

1. はじめに

科学研究費基盤研究 (B) 「原子力災害リスク評価のための大気乱流・拡散マルチスケール予測モデルの確立」における研究の一環として, 京都市近郊に位置している京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリーにおいて, 2016年1月12日から2月12日の冬季に大気境界層乱流の集中観測を行った. ここでは, 特に安定度が中立に近い時の大気境界層の日変化と大規模乱流構造の出現について検討した結果を報告する.

2. 観測の概要

京都市の市街地南端に位置している京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリー (京都市伏見区横大路下三栖東ノ口) において, 市街地方面の北方向から風が吹く状況を対象として観測を行った (Fig. 1). Fig. 1を見て分かるように, 宇治川オープンラボラトリーから北方向には10数km, 市街地が続いている.

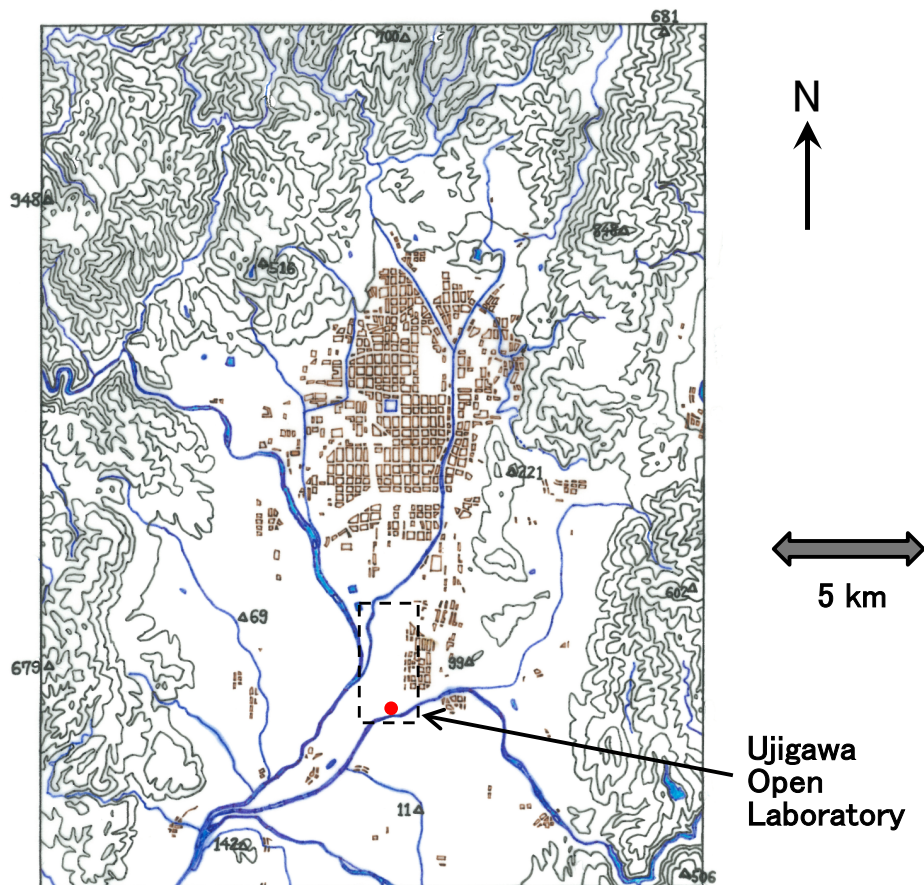


Fig. 1. Map of Kyoto City (this refers to a map drawn by the Geographical Information Authority of Japan). Contour lines are depicted every 100 m. The location of the observation site (Ujigawa Open Laboratory) is shown by a red circle. Large buildings etc. in cities or towns are depicted by areas with brown color. Parameters for roughness elements were calculated in the area enclosed by a dashed line.

大気境界層乱流に与える地表面の状態，特に粗度物体（建物など）についての状態を表すパラメータとして，粗度物体の占める（平面上の）面積の全面積に対する比（ λ_p ）と粗度物体の高さ（ z_H ）を宇治川オープンラボラトリー周辺（Fig. 1にその領域を破線で示す）について国際航業（株）作成のデータセットに基づいて計算すると，平均値として $\lambda_p = 0.20$ ， $z_H = 9.8 \text{ m}$ という値が得られる．宇治川オープンラボラトリー周辺は市街地近郊であり，粗度物体の占める面積は小さくなく，また高さについてもそれほど高くない．

宇治川オープンラボラトリーでは，気象観測塔の中段，高さ25 mに設置された超音波風速計により乱流観測を行うのと同時に，鉄塔近くに設置したドップラーライダー（Leosphere社製WINDCUBE WLS7）により40 mから220 mまで20 mおきの高さにおける風速3成分を約4秒おきに測定した．

また，観測期間のうち2月2日と3日には，日中にラジオゾンデ（明星電気製GPSゾンデRS-11G）を飛ばし，大気境界層の鉛直構造を観測した．このラジオゾンデでは，気温と湿度の測定にそれぞれサーミスタと静電容量式湿度センサが使用され，風速・風向・気圧はGPS測位技術により取得された移動速度と高度をもとに演算されている．データは1秒おきにサンプリングされ，気球（ラジオゾンデ取り付け）の上昇速度は数 m s^{-1} 程度に調整されているので，数 mの間隔で気温などの高度分布が得られる．ラジオゾンデの放球予定時間は9時，10時30分，12時，14時，16時であるが，若干遅れた場合もある（最も大きい時で，2月2日9時放球予定の観測で遅れは11分）．

接地層での安定度については，その指標として z/L （ z は測定高度， L はObukhovの長さ）の値を高さ25 mの超音波風速計による測定から評価する（参照：Stull, 1988）．

3. 大気境界層の鉛直構造

今回の研究では、ラジオゾンデ観測が行われ、冬の気圧配置で北寄りの風が比較的強く吹いた2016年2月3日についての観測結果を調べることにする。まず、超音波風速計による観測データから、30分間ごとの平均風向、安定度の指標として z/L 、下向きの運動量輸送量の指標として摩擦速度 (u_*)、および

平均流方向風速成分 (u) をFig. 2に示す。風向を見ると、朝方は南寄りであり、風速は弱く、京都盆地内に局地風が吹いていたものと思われる。その後、10時30分からは北寄りとなり、多少不安定寄りであるが中立に近い状態が19時まで継続している。摩擦速度と平均流方向風速成分については、共に日中後に大きな値になっている。

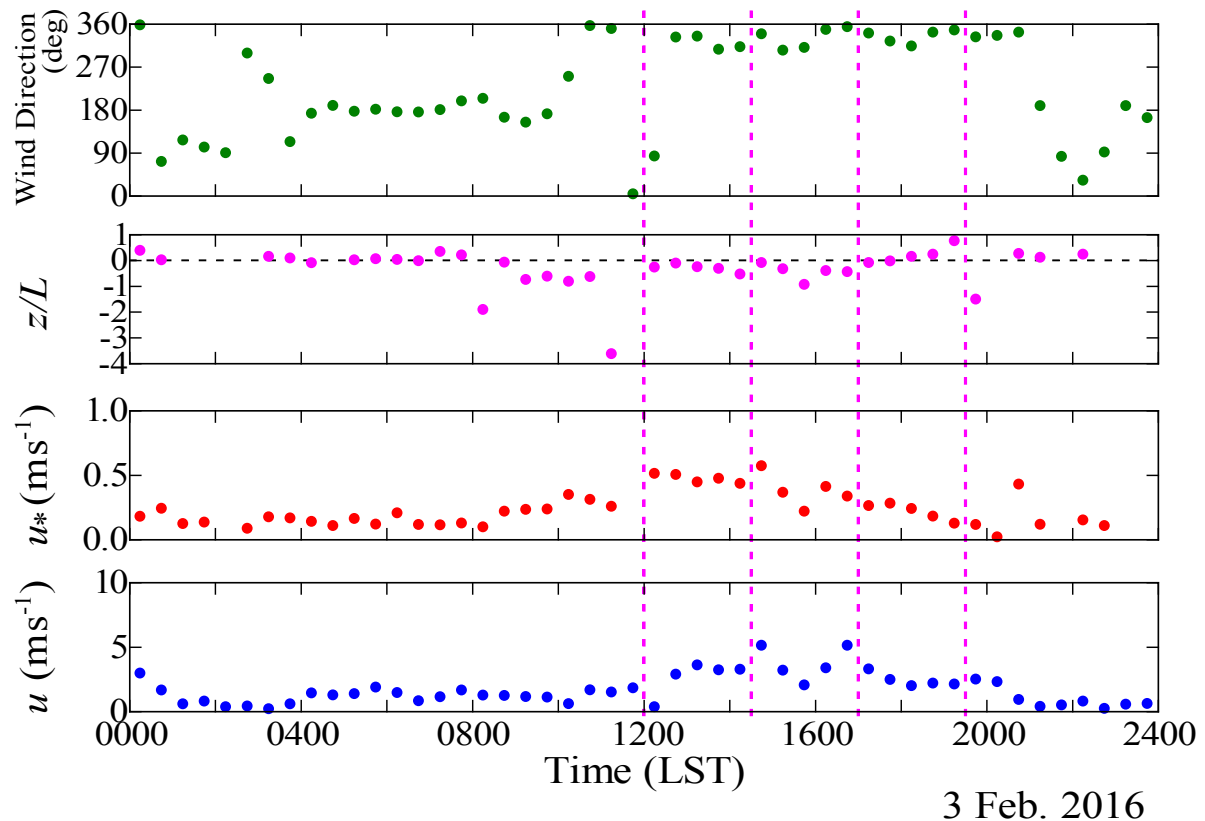


Fig. 2 Wind direction, stability parameter for the surface layer (z/L), friction velocity (u_*), and u velocity component at 25 m for each 30-min data segments on 3 February 2016. Subcases are also shown by dashed lines.

大気境界層での風の日変化を調べるため、ドップラーライダーによる10分間平均風速（水平風速）の一日での変化を図示する（Fig. 3）．図では暖色系の色が強い風であることを示しているが，日中後に風速が断続的に観測全層（40～220 m）にわたり強くなっている．強風層は数10分から1時間程度ごとに出現し，特に，14時30分頃から15時頃にかけて最も風が強い．

このような日中後の風速の強化については，別の日の観測でも見られる．2016年2月10日の例をFig. 4に示す．やはり日中後に風速が断続的に観測全層にわたり強くなっている．この日の方が風速は全般的に強く，数10分程度の間隔で断続的に風が強くなっている．

この宇治川オープンラボラトリーでの風の日変化に関して，季節によらず各月での平均的なものとして日中の午後に風速が強くなっていることが気象観測塔での風車型風向風速計による観測データから示されている（堀口，2016）．この現象については，日中における大気境界層の発達により，平均的に強く吹いている上空の運動量が乱流により下方へ輸送され下層でも風速が強くなることや局地風が日中に強化されるという原因が考えられる．

2月に限って見てみても，宇治川オープンラボラトリーでは平均として日中後に風速強くなっている，また北北西あるいは北西の風向であることが多い．従って，局地風の影響ではなく，強く吹いている上空の季節風での運動量が乱流により下方へ輸送され下層でも風速が強くなることが考えられる．

風速の日変化については，例えばCrawford and Hudson (1973) により米国オクラホマシティのテレビ塔で観測された風速の日変化が知られている．ここではテレビ塔の高さ44, 90, 177, 266, 355, 445 mで風が観測され，一年間平均した風速の日変化が調べられている．その結果，夜間には例えば高さ44mと266mで比較して2倍程度上空の方が風速が強い（高さ266 mで最も風の強い時間に 21 m s^{-1} 程度の風速）という高度分布であるのが，日中には風速差が 1 m s^{-1} 程度へとかなり小さくなっている．ここでの風速の高度分布の変化は，対流混合などによる運動量の下方への輸送によって起きていると考えられる．

今回の観測では，日中後に風速が強化されるが，一日一日の変化を見ると，その強風は長い時間にとって継続してはならず，断続的に出現していることが示される．

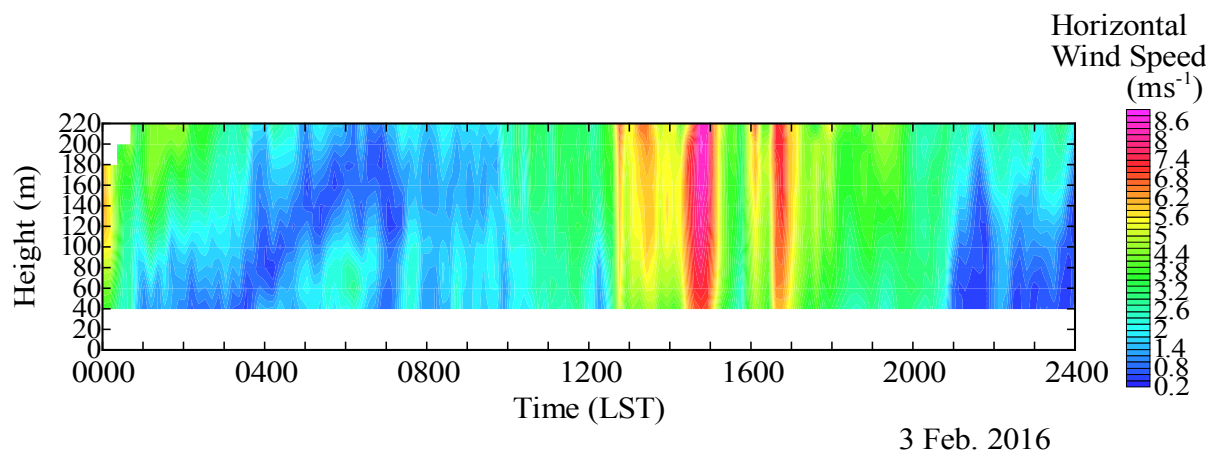


Fig. 3 Horizontal wind speed in 10-min average observed by Doppler lidar on 3 February 2016.

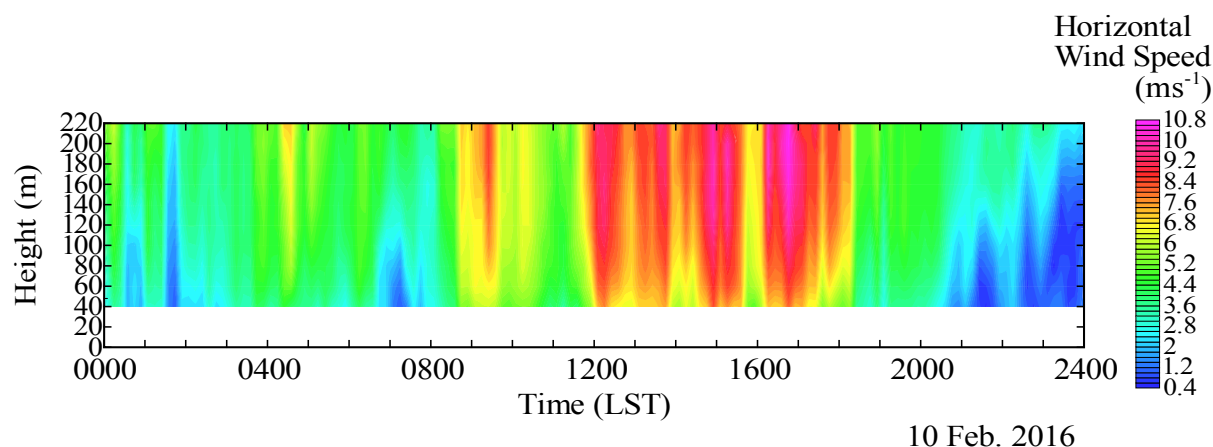


Fig. 4 Horizontal wind speed in 10-min average observed by Doppler lidar on 10 February 2016.

次に、ラジオゾンデによる観測結果により、大気境界層全体にわたるその鉛直構造を調べる。まず気温の観測値をもとに、GPS測位データにより換算した気圧の値を用いて温位（断熱変化をしている空気塊での保存量）を求め、大気境界層の日中での発達に伴うその高度分布の時間変化を調べる（Fig. 5）。図を見ると、既に午前中の時間から温位の高度分布は高度2,000 m程度まで変化が少なく、気温で見れば乾燥断熱減率（ 0.00976 K m^{-1} ）に近く、比較的良く（温度について大気が）鉛直混合されているように思われる。なお、ここでの高度は、通常ラジオゾンデ観測で用いられるのと同じ「海拔高度」の値で示している（観測地点の宇治川オープンラボラトリーの標高は12 m）。

温位の高度変化が少ない層より上で温位は急増し、温度で見てもその値が上空に行くほど高くなる逆転層を形成している。この層よりさらに上の高度についても、温位が高度と共に増加していく安定層が広がっている。逆転層より下の高度で温位は時間と共に次第に増加しており、日中に大気下層全体で気温が上昇していることを示している。上部の安定層に

ついては、この日、冬型の気圧配置で寒気の吹き出しがあり、寒冷気団の沈降により形成されたものと考えられる（参照：浅井，1996）。

10時30分に飛揚したラジオゾンデによるデータを見ると、1,900 mより上の高度で温位が急増しており、他の時間ではもう少し上の高度に逆転層が存在する。そこで、1,000 mから1,900 mまでの高度と、1,000 m以下の高度（この場所の標高12 mまで）で温位の層内平均値を求め、上側の層と下側の層の間での温位の違いから鉛直混合の程度を調べる。すると温位の層内平均値の上下間の差は、9時に飛揚の観測で1.74 K、10時30分に1.36 K、12時に0.79 K、14時に0.71 K、16時に0.95 Kとなり、12時以降で差が小さく、さらに鉛直混合が進んでいることが分かる。

今回の場合、ラジオゾンデによる気温の観測からは、逆転層の下端までを大気境界層として捉えることが可能のように考えられる。ただし、次に示す風の観測からは高度1,000 m付近で風速の変化が見られる場合が多く、この程度までの高度を大気境界層と考えた方が良さそうである。

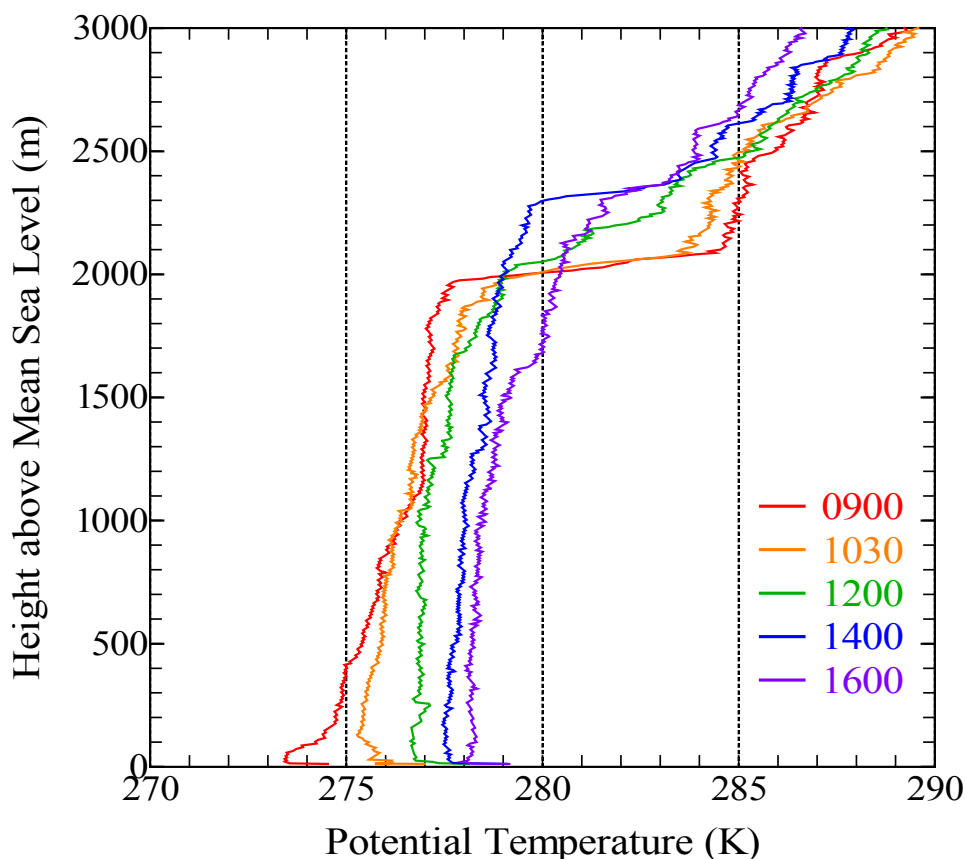


Fig. 5 Vertical profiles of potential temperature observed by radiosondes on 3 February 2016.

ラジオゾンデ観測による風速の鉛直分布を見ると (Fig. 6), およそ1,000~1,900 mの高度では10時30分での飛揚の時から常に強い風が吹いているが, 高度1,000 m程度以下では午後の時間になってから風速が強くなっている. なお, 風向について見てみると (図は省略), 12時の観測まで, 低い高度 (高度200 m程度以下) では南から東寄りの風が見られ, 京都盆地内で局地的な風が吹いていたことが考えられる (超音波風速計による観測のFig. 2からも示されている).

単位体積あたりの運動量の層内平均を高度1,000~1,900 m間で調べると, 9時に飛揚の観測で $12.1 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 10時30分に $8.6 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 12時に $9.2 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 14時に $10.6 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 16時に $8.0 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ というように大きな変化はない. 同じ量を地上 (標高12 m)

から高度1,000 mまでの層に対して調べると, 9時に $4.1 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 10時30分に $3.5 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 12時に $2.8 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であったのが, 午後になると14時に $6.8 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 16時に $7.7 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ と2倍程度に増加している.

風速については, 温位の鉛直分布で見られるより少し遅い時間, すなわち午後になってから, 大気境界層が十分に発達して乱流混合により上空の強風層の運動量が下方へ輸送され, 下層でも強風が吹くようになったものと考えられる.

このラジオゾンデ観測により, ドップラーライダーで観測される日中午後の風速の強化 (Fig. 3) は, 大気下層 (大気境界層) 全体での風速高度分布の変化に対応していることが分かる. ただし, ラジオゾンデの飛揚は長い時間間隔ごとであり, 大気境界層構造の詳細な時間変化を把握することはできない.

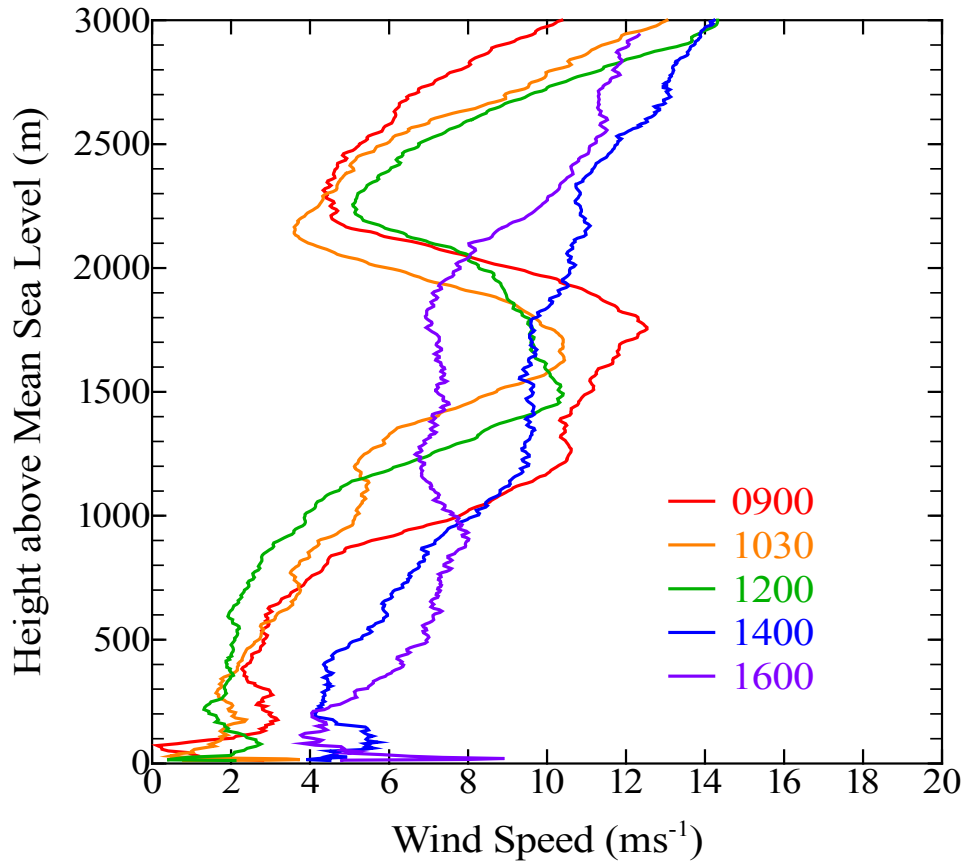


Fig. 6 Vertical profiles of wind speed observed by radiosondes on 3 February 2016.

4. 大規模乱流構造の出現状況

風速が強くなった2月3日の日中午後の時間（12時以降）を2時間30分ごとの時間帯に分けて乱流構造の出現状況の変化を検討する（Fig. 2にその時間帯を示す）。各時間帯での安定度として z/L の値は、それぞれ $-0.5 \sim -0.1$ 、 $-0.9 \sim -0.1$ 、 $-0.1 \sim 0.8$ の範囲であり、二番目の時間帯（14:30–17:00）まではやや不安定寄りであるが中立に近く、最後の時間帯（17:00–19:30）ではほぼ中立からやや安定へと変化している。

連続データ中に現れる不規則な変動を抽出するため、Mexican Hat函数を用いた連続ウェーブレット変換（参照：Kronland-Martinet et al., 1987）を超音波風速計による平均流方向風速成分 u に対して行い、そのウェーブレット分散（Mahrt, 1991; Collineau and Brunet, 1993）から、乱流変動のスケール分布を調べる。このウェーブレット分散については、時間スケ

ールとして4秒から352秒までの変動を検出し、そのスペクトル分布を示す。なお、ここでの「時間スケール」は、ウェーブレットがMexican Hat函数の場合、中心前後の函数値がプラスの範囲の長さに相当し、風速変動の時間長さの尺度となる。

今回の解析では、ごく小さな変動成分を除くために20個ずつのブロック平均を施したデータについてウェーブレット変換を行っており、最小の時間スケールが4秒となる。ウェーブレット解析よりある有限の時間での風速変動を調べる際に、データの始めと終わり近くでは（両端を越えてデータが存在しないため）長い時間スケールについてのウェーブレット係数が求められなくなる。また、ここでは風速変動（乱流）中の構造（乱流構造）を調べるという目的があるため、352秒（約5.9分）までの変動のみを抽出することとし、これより大きなスケールでの風速の時間変化とは分けて考える。

ウェーブレット分散の結果を見ると (Fig. 7), 12時からと14時30分からの時間帯では, 超音波風速計平均流方向風速成分 u に対するウェーブレット分散スペクトルに大きな時間スケール (100~300秒) でピークは見られないが, 17時からの時間帯では148秒にピークがあり, 大きなスケールの風速変動が卓越している. また, 14時30分からの時間帯では56秒に極大のピークが見られるが, より大きな300秒以上に

のスケールでの風速変動の寄与が大きくなっている. この大きなスケールの風速変動は, ドップラーライダーによる観測で見られた強風層 (数10分から1時間程度ごとに出現) に伴って解析されていることが考えられる. ただし, ここでは352秒までの変動のみを見ており, ドップラーライダー観測による, より長い時間スケールでの風速の変化と具体的にどのような関係があるのかは不明である.

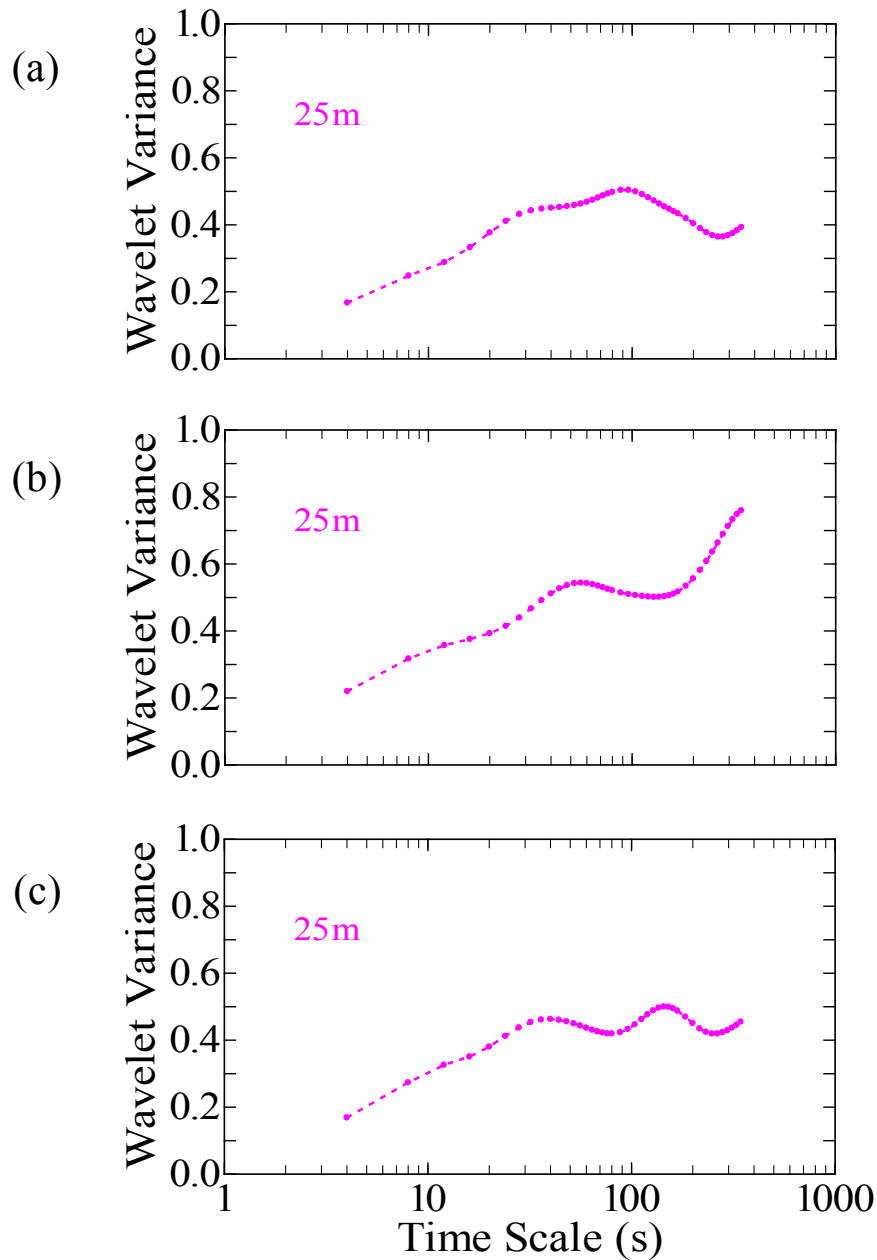


Fig. 7 Wavelet variance spectra for the u velocity component as a function of the time scale, obtained for subcases during 1200–1430 (a), 1430–1700 (b), and 1700–1930 LST (c) on 3 February 2016.

ドップラーライダーによる約4秒おきの観測から平均風速の強化が見られた14時30分から30分間の時間帯での乱流変動を詳しく調べる．Fig. 8では上側にドップラーライダーと超音波風速計による鉛直方向風速成分 w ，下側に両測器による平均流方向風速成分 u のデータを示す．各風速成分について，時間高度断面図はドップラーライダーによる観測，時間変化のグラフは超音波風速計による測定結果である．鉛直方向風速成分 (w) について，上向きの風速を正の値に取っている．

この図 (Fig. 8) でのドップラーライダー観測結果から，上昇する弱風域 (120 m高度で見て14時41分頃に出現) の直後に下降する強風域が現れるという全体の時間スケールで200秒程度の大規模な乱流構造が見出される．地表近くの超音波風速計でも，上空の構造と対応した風速変動が見られる．

平均風速の強化が見られた時間帯において，詳細に風速変動を見ると，上記のように上昇する弱風域と下降する強風域による乱流構造が埋め込まれていることが分かる．

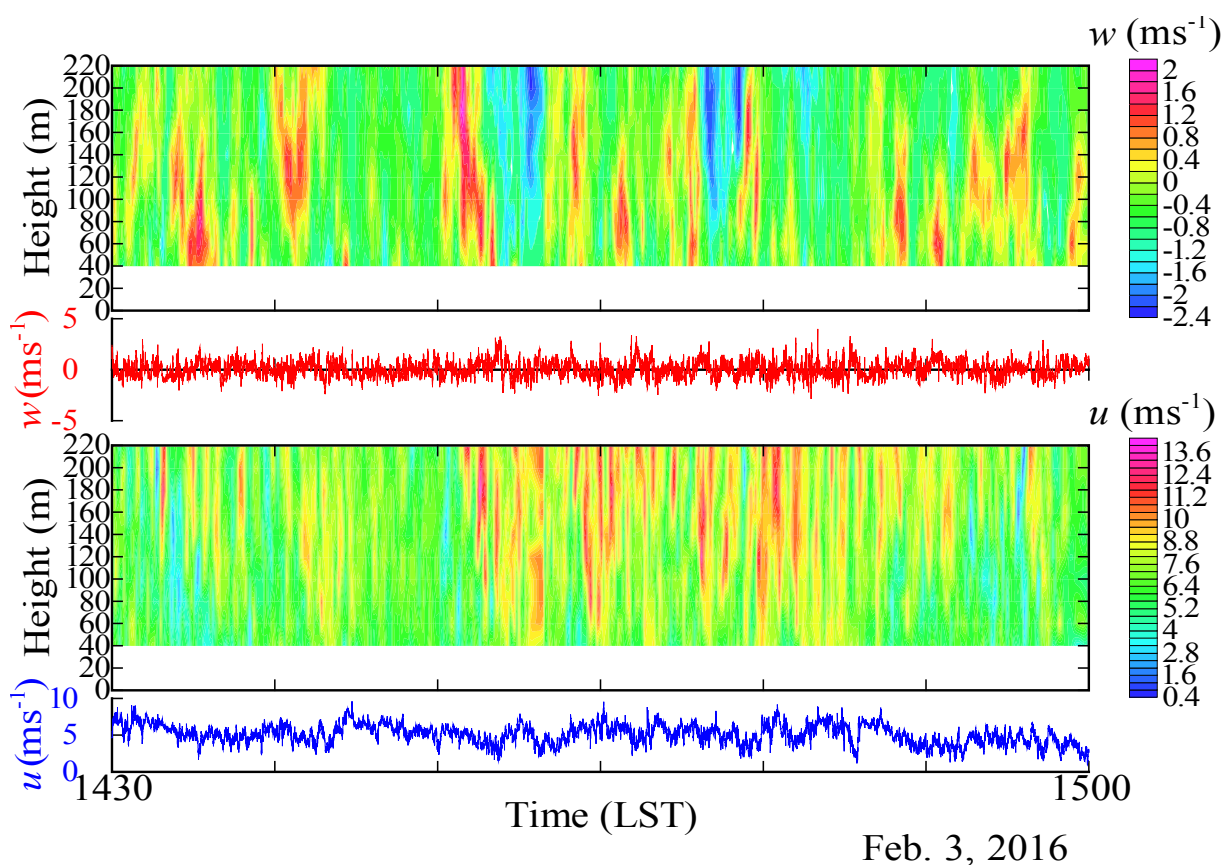


Fig. 8 u and w velocity components observed by Doppler lidar (time–height cross sections) and sonic anemometer at 25 m (graphs), obtained during 1430–1500 LST on 3 February 2016.

Fig. 9は、超音波風速計による測定での強風域の中心（14時42分33秒）から前後160秒の時間でのドップラーライダーによる風速成分 u （等値線）、 w （黒色の矢印）と超音波風速計による風速成分 u （折れ線グラフ）、 w （赤色の矢印）を抽出して示した図である。この強風域の中心（イベント中心）は、超音波風速計風速成分 u に対するウェーブレット分散スペクトルでピークを示す時間スケール（極大のピークとして56秒）から、その時間スケールでのウェーブレット係数が極大となる時刻として決定している。また、図の横軸は右から左に時間が進行する向きに示しており、ドップラーライダーによる風速成分は約8秒おきに平均したデータを図示している。この図をもとにして観測で得られる時間変化のデータから空間構造を推測すると、上昇する弱風域の後方に下降する強風域が存在しているという構造が考えられる。

なお、今回の観測での構造は、中立に近い安定度

において植生キャノピー上でGao et al. (1989) によって観測されたイジェクション（上昇運動をしている弱風域）とスウィープ（下降運動をしている強風域）と呼ばれる構造と同様なものと考えられる。

この上昇する弱風域の部分は、日中に大気下層が熱せられた際に生じるプルームの構造と良く似ている（Stull, 1988）。このプルームは観測により、水平および鉛直に接地層の厚さ（100 m）程度の規模を持つ高温の上昇流の構造であることが示されている。また、プルームは平均風によって移動し、風下側と比較してその風上側には急激な風速（水平および鉛直風）と温度の勾配がある。14時30分から30分間における安定度については、 $z/L = -0.10$ という値から見て不安定寄りではあるが中立に近く、そのような時にも乱流構造として不安定時の構造とよく似ている部分があることが分かる。

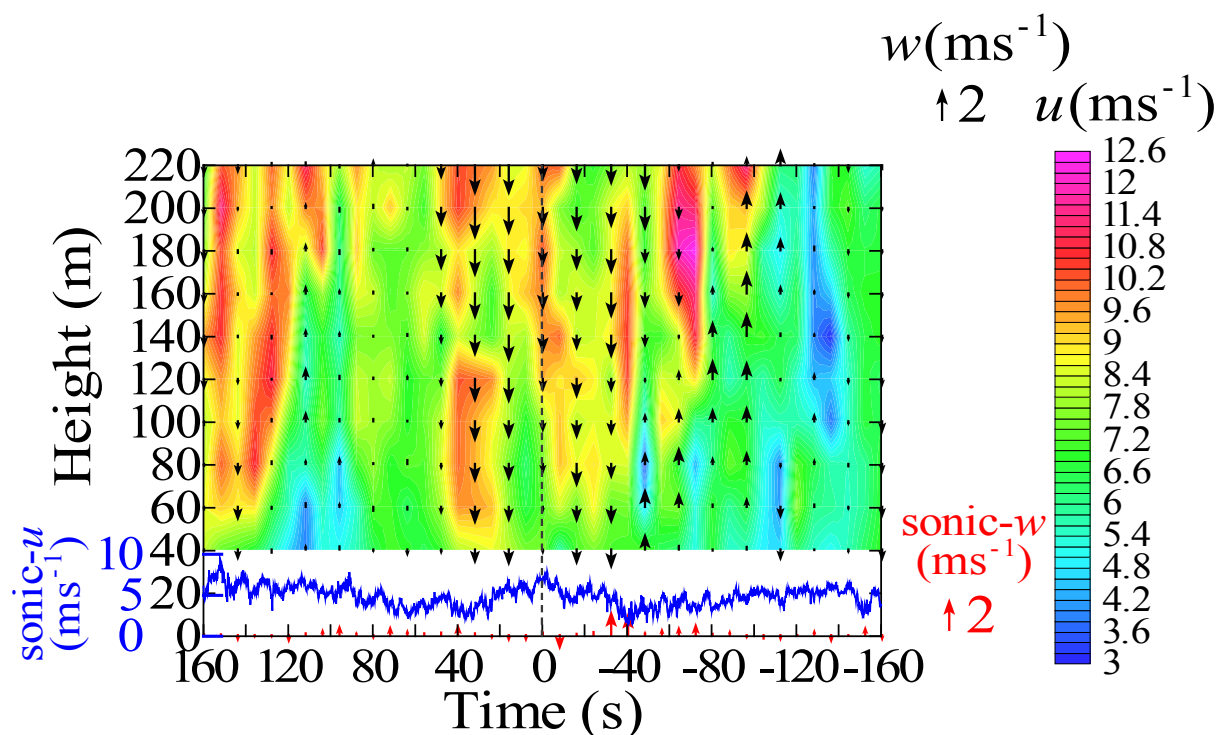


Fig. 9 u and w velocity components observed by Doppler lidar (a time–height cross section and black arrows) and sonic anemometer at 25 m (a graph and blue arrows), obtained during ± 160 s around the time of 42 min and 33 s past 14 LST on 3 February 2016.

5. おわりに

宇治川オープンラボラトリーにおける冬季での観測により、大気境界層の日変化により上空の強風層の運動量が下方へと輸送され、下層でも断続的に強風が吹き、それに伴って大規模な乱流構造が出現している状況が示された。

このような大規模な乱流構造と、地上の粗度物体（建物など）による乱流の発生、発達との関係については不明であり、今後研究を進める必要がある。

謝 辞

本研究はJSPS科研費26282107の助成のもと実施したものである。また、宇治川オープンラボラトリーでの観測については、京都大学防災研究所附属流域災害研究センター、気象・水象災害研究部門、技術室の方々のご協力、ご支援によるものである。ここに記して謝意を表する。

参考文献

浅井富雄（1996）：ローカル気象学，東京大学出版会，233 pp.

堀口光章（2016）：京都市近郊における気象観測結果の解析，京都大学防災研究所年報，第59号B，pp. 186-191.

Collineau, S. and Y. Brunet (1993): Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy part I: wavelet analysis, Bound.-Layer Meteor., Vol. 65, pp. 357-379.

Crawford, K. C. and H. R. Hudson (1973): The diurnal wind variation in the lowest 1500 ft in Central Oklahoma: June 1966-May 1967, J. Appl. Meteor., Vol. 12, pp. 127-132.

Gao, W., R. H. Shaw and K. T. Paw U (1989): Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy, Bound.-Layer Meteor., Vol. 47, pp. 349-377.

Kronland-Martinet, R., J. Morlet and A. Grossmann (1987): Analysis of sound patterns through wavelet transforms, Int. J. Patt. Recogn. Artif. Intell., Vol. 1, pp. 273-302.

Mahrt, L. (1991): Eddy asymmetry in the sheared heated boundary layer, J. Atmos. Sci., Vol. 48, pp. 472-492.

Stull, R.B. (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 670 pp.

（論文受理日：2017年6月13日）