

急峻な山を越える乱流境界層に関する実験的研究 An experimental study of turbulent boundary layer over steep hills

孟 岩¹⁾ 日比一喜²⁾
Yan MENG and Kazuki HIBI

ABSTRACT

This paper describes wind tunnel experiments on turbulent flows over a two-dimensional ridge and a circular hill, both having cosine-squared cross-section and maximum slope of about 32° . The experiments were made in the adiabatic atmospheric boundary layers. Mean flow and turbulence were measured using split-fiber probes designed for measuring flows with a high turbulence and separation. The experimental emphases are on differences in the flow pattern between two- and three-dimensional hills; roughness effects; and turbulence structures in the near-wake region. Principle results are: (1) the cavity zones behind circular hills are smaller than two-dimensional ridge, because of the convergence of flow in the three-dimensional wake. (2) The increased roughness on the hill surface causes a earlier separation, resulting in a larger recirculation. (3) A strong mixing layer forms just downwind of the top of each hill, corresponding to the flow separation on the lee slope of the hill. (4) The lateral velocity variances behind the circular hills show second local maxima in the wall layer, which are generated by a cross-wind motion and can not be observed in the 2D cases. (5) The increase of turbulence in the incident flow reduces turbulence levels in the near-wake region.

Key Words: Steep hills, Separation, Effects of three dimensionality, Roughness effects.

1. はじめに

急峻な山を越える乱流境界層を定量的に評価することは、構造物の耐風設計、大気汚染物の拡散、航空機飛行の安全性等の問題を考える上で重要である。山を越える乱流境界層については過去20年間に於いて盛んに研究され、中立大気に限れば、最近の研究成果はTaylor, Mason & Bradley¹⁾とFinnigan²⁾によって詳しくレビューされている。緩やかな山の場合は流れの剥離を伴わないため、山の存在が元の乱流境界層に与える影響を微小擾乱として近似的に評価することができ³⁾、また山の表面粗度の変化による平均風速への影響も山の効果と地表面粗度の効果との線形和により表される⁴⁾。一方、急峻な山を越える乱流境界層の場合は、流れが剥離するため、山後流の流れ場は元の乱流境界層とまったく異なる性質を示す。この場合には流れの非線形性が強いために、流れ場に関する線形的な評価方法が有効でなくなる⁵⁾。

急峻な山を越える乱流境界層に関する研究はこれまでに室内実験を中心に行われてきた^{6)~15)}。しかし、これらの研究の中では、著者らの実験⁶⁾を除いて、3つの速度成分を同時に測定した例はなく、また地表面粗度、山の次元、接近流の性質が山周辺の流れ場に与える影響を系統的に調べた例も少ない。そこで、本研究では、逆流を検出できるスプリットファイバースプロブを用い、自然風を模擬した乱流境界層に置かれた2次元と3次元モデル山における各速度成分の平均値及びその標準偏差を系統に調べ、地表面粗度、山の次元、接近流の性質が山を越える流れ場の平均速度分布及びその乱流構造に与える影響を明らかにする。

1) 清水建設(株)技術研究所 計画技術開発部 研究員 工博 (〒135-8530東京都江東区越中島3-4-17)

2) 清水建設(株)技術研究所 計画技術開発部 首席研究員 工博 (〒135-8530東京都江東区越中島3-4-17)

2. 実験概要

2.1 風洞と模型 実験は清水建設(株)技術研究所の小型回流式風洞を用いて行った。風洞の測定部の長さは7m、測定断面の高さと幅はそれぞれ0.9mと1.1mである。風洞気流の乱れの強さは0.5%である。中立時の大気境界層を模擬するために、高さ60mmの立方体を千鳥状に風洞の入り口に2列設置し、その背後に高さ20mmと10mmの立方体を入り口より下流側1.2mまで設置した。残りの5.8mの床面は粗度の急変をなくすため、モデル山と同じ粗度をもつベニヤ板(粗度の小さいケース)または毛足の長さ $z_r=5\text{mm}$ の人工芝(粗度の大きいケース)を設置した。作成した乱流境界層の高さ δ は山が設置される位置において約0.36mであり、山の高さの9倍である。乱流境界層のスケールは流れ方向の速度成分の積分スケールから推定すると実大気の約1/1000である。またすべての実験においては風洞風速 U_w を5.9m/sに設定し、風向を0度とした。実験モデルは図1に示すような余弦の2乗の断面形状をもつ2次元と3次元山を用い、測定部入り口より風下方向4.6mの所に設置した。モデル山の高さは $H=40\text{mm}$ 、これにより求められた風洞の閉塞率は2次元の場合は4.6%、3次元の場合は0.4%である。本実験に用いた座標系と記号は図1に示し、 x 、 y 、 z 軸はそれぞれ流れ方向、風向直角方向、鉛直方向にとる。 x 、 y 軸の原点は山の中心軸の位置とし、 z 軸は床面からの高さを表す。山の表面からの高さは第2の鉛直軸 z' で表す。

2.2 実験ケース 山を越える流れ場の平均分布とその乱流特性は山の幾何学形状(山の傾斜角度、表面粗度、山の次元等)と接近流の性状(風速分布、境界層の高さ、風向等)に依存する。本実験では山の傾斜角度、境界層の高さと風向を固定し、山の次元、表面粗度及び接近流の風速分布が山を越える乱流場に与える影響を調べた。表1には各実験ケースの定義及び山の幾何学形状を表す主な無次元パラメータを示す。2dと3dはそれぞれ2次元と3次元山を表し、sとrは粗度の小さいケースと大きいケースを表す。 R_{sh} は山の高さでの風速 U_h と山の高さ H により定義されたレイノルズ数であり、 R は摩擦速度 u と粗度 z_0 により定義された粗度レイノルズ数である。粗度レイノルズ数が2.3より大きい場合、壁面が完全な空気力学粗面になり、流れ場はレイノルズ数に依存しなくなる。本実験では、粗度の小さいケースの R の値は2.3より小さく、レイノルズ数の依存性があることが分かる。ただレイノルズ数 R_{sh} が大きい場合、粗度レイノルズ数の影響は壁面に極近い層に限られると考えられる。

2.3 測定方法 本研究では、山周りの流れ場の計測は逆流を検出できるSplit-fiberプローブを用いて行った。流れ方向の速度成分は直線型のプローブ(DANTEC, 55R55)により、流れに直角となる速度成分は90度型のプローブ(DANTEC, 55R57)により測定した。Split-fiberプローブの較正は著者らが改良した方法を用いた。具体的な手順については文献16を参照されたい。本実験では、ローパスフィルタのカットオフ周波数は500Hzに設定し、風速計からの出力は1msの間隔でA-D変換を行った。安定した統計量を得るために、各速度成分の平均値とその標準偏差の平均時間を60秒とした。

2.4 風洞気流 作成した乱流境界層の性質を調べるために、山の中心軸の位置する場所において測定を行った。図2aは流れ方向の平均速度の鉛直分布を片対数軸で示したもので、図中の実線は対数則により求めた近似曲線である。粗度の大きいケースにおいては、零面変位 d を粗度要素の高さ z_0 の0.6倍として考慮した。粗度の小さいケースと

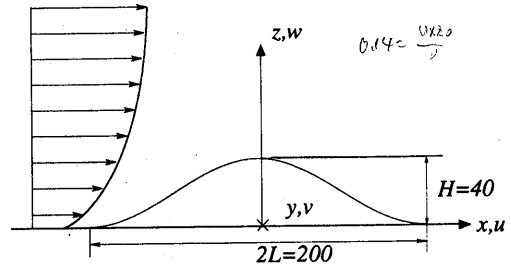


図1 座標系と符号

表1 山の形状と接近流に関する無次元パラメータ

Case	δ/H	z_r/H	H/z_0	R_{sh}	R
2ds	9.0	0.0	4000	1.2×10^4	0.14
2dr	9.0	0.125	133	1.0×10^4	6.40
3ds	9.0	0.0	4000	1.2×10^4	0.14
3dr	9.0	0.125	133	1.0×10^4	6.40

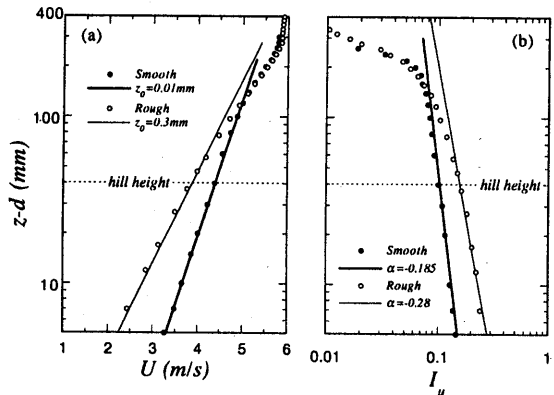


図2 風洞気流の平均風速と乱れの強さの鉛直分布

(a) 平均風速 (b) 乱れの強さ

大きいケースの粗度長 z_0 はそれぞれ0.01mmと0.3mmとなっている。風洞気流のスケールが約1/1000であることを考えると、これらの粗度はそれぞれ草($z_0=1\text{cm}$)または高さ5m程の木($z_0=30\text{cm}$)に覆われている地表面粗度にはほぼ対応している。これらの風速分布をべき則により表す場合のべき指数はそれぞれ0.14と0.23である。図2bには同じ位置で測定された流れ方向の速度成分の乱れの強さの鉛直分布を示す。流れ方向の速度成分の乱れの強さは山の高さ以下の範囲において、べき則により表すことができ、また山の高さでの大きさはそれぞれ9%と16%である。以上の結果から本実験で作られた乱流境界層は粗度区分IIとIIIの大気境界層にはほぼ対応していることが分かる。

3. 実験結果

3.1 平均速度場 図3と図4には中心断面($y=0$)における平均速度成分U、Wの鉛直分布を示す。各速度成分の値は境界層外縁の風速 U_{ref} により無次元化されている。図中の点線は元の乱流境界層における平均速度の鉛直分布(山の中心軸位置での測定値)を示している。平均速度成分Uは何れのケースにおいても山の風上側の麓で減少し、山の頂上で大きく増大する。また山の背後には流れの剥離に伴い、逆流域が形成されている。図中の一点鎖線は流れ方向の速度成分が0となる位置を示している。全体的に見ると、2次元山背後の剥離域が大きく、元の乱流境界層への影響も大きい。風速の増速域は、3次元山の場合は山高さの3倍以下の範囲に限定されているのに対して、2次元山の場合はほぼ境界層高さ(9h)まで続く。一方、平均速度成分Wは山の登り斜面で流れの上昇に伴い正となり、山の下り斜面で流れの下降に伴い負となる。特徴的なことは2次元山の背後に強い流れの下降域が見られるのに対して、3次元山の場合は流れの下降域は山背面に限られ、下流にいくにつれ弱い流れの上昇域が見られる。この傾向は粗度の大きい3次元山の場合が顕著である。平均速度成分Vについては実験の誤差範囲内ではほぼ0である。

地表面粗度が流れ場に与える影響は山背後の剥離域の大きさにははっきりと現れている。表2にはそれぞれのケースにおける剥離域を表す幾つかの無次元長さを示す。ここで、 X/H と Z_0/H は剥離点の流れ方向と鉛直方向の座標を表し、また X_0/H と L/H は再付着点の流れ方向の座標と剥離泡の長さを表す。表2から分かるように、山の表面粗度が大きくなると、剥離点は山の頂上に近づき、その位置は山の次元に依存せず、地表面粗度のみにより決定される。粗度の小さい山に比べ、粗度の大きい山を越える流れ場の剥離域が大きくなる理由は二つ考えられる。一つは山の表面粗度が大きくなると、平均速度成分Uの鉛直勾配は大きくなり、境界層内の流れ方向の運動量が小さくなる。その結果、山表面の流れは逆圧力勾配を抵抗とする能力が低下し、流れは剥離しやすくなる。もう一つは山の表面粗度が大きくなると、接近流の乱れが大きくなり、山背後の渦放出が弱くなる。その結果、図4

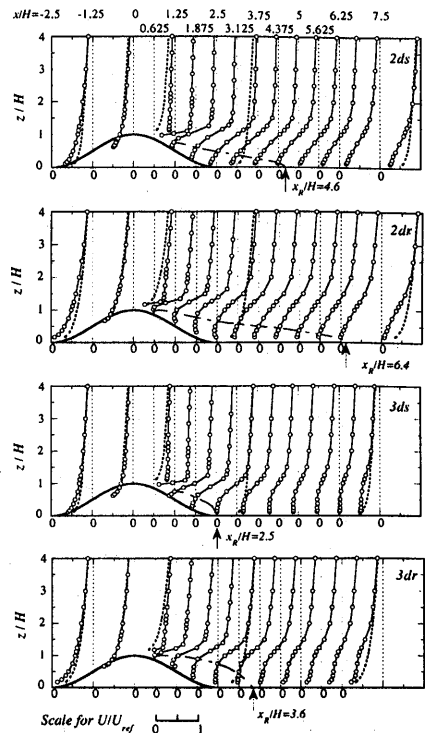


図3 中心断面における平均速度成分Uの鉛直分布

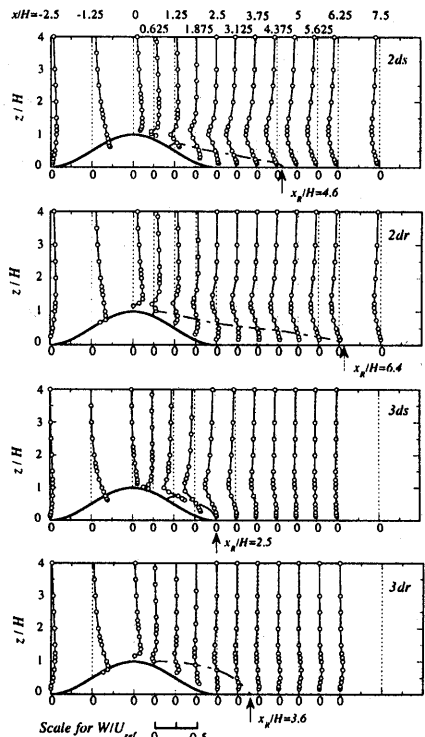


図4 中心断面における平均速度成分Wの鉛直分布

後流域内の乱れとレイノルズ応力の生成が少なくなり、剥離流の回復が遅くなる。しかし、現時点ではどの要因が主であるかを判断することが難しく、今後更に調べる必要がある。

急峻な山背後の剥離現象と他の剥離現象との関係を調べることは大変興味のある問題である。現在よく調べられている剥離現象としては2次元のバック・ステップが挙げられる。バック・ステップの背後の剥離泡の長さはレイノルズ数によって多少異なるが、概ねステップ高さの6~7倍である。これに対して、2次元山の場合には剥離泡の長さはそれぞれのケースにおいて山の高さの3.6倍(2ds)と5.8倍(2dr)であり、バック・ステップのそれに比べ小さくなっている。しかし、この差は見かけ上のものであり、山背後の剥離泡の長さを剥離点の高さで無次元化される場合にはその長さはそれぞれ5.9(2ds)と6.7(2dr)となり、バック・ステップの場合の値とはほぼ同じである。このことは、地表面粗度は流れ剥離の発生位置を決定する重要なパラメータとなっているが、流れが一旦剥離すると、その後の流れ場の性状は全く別のパラメータ(剥離点の高さ)により支配されることを意味する。流れに不連続を生じる点は剥離を伴う流れと剥離を伴わない流れと最も異なる所である

山の3次元性は山背後の剥離現象を支配するもう一つ重要なファクタである。その影響は山背後の流れパターンに最もはっきりと現れている。図5には山の中心断面内(y=0)における平均速度のベクトルを示し、図中の実線は流れの流線を表している。紙面の関係で、粗度の小さい2つのケースのみを示す。山の登り斜面では流れの上昇が見られ、山の頂点を越えると、流れの剥離が見られる。剥離するまでに2次元山と3次元山を越える流れ場のパターンには大きな差が見られないが、流れが剥がれた後の流れのパターンは2次元と3次元とはかなり異なる。最も異なるところは2次元の剥離泡に閉じた流線が形成されるに対して、3次元の剥離泡には開いた流線が形成される。2次元剥離の場合は流れが連続式を満たすために循環流を形成しなければならない。一方、3次元剥離の場合はスパン方向の流れが存在するために、循環流がなくても、流れの連続式を満たすことができる。すなわち、3次元山の対称面内の流れ場を2次元場と見なす時に、対称面に向かうスパン方向の流れは2次元場の中のソース(対称面から離れる時にシンク)として考えることができ、それによって開いた流線は可能となる。図6は3次元山背後の剥離流を概念的に書いたものである。山の背後では山を回り込む流れにより収束流(対称面に向かう流れ)が形成され、これは仮想的な2次元場の中のソースとなっている。

山を越える流れの増速の度合いを知ることは構造物に作用する風荷重を予測する上で重要である。本研究では風速比をその地点の流れ方向の速度 $U(z)$ と山のない時の $x=0$ 地点での風速 $U_0(z)$ との比で表す。図7には増速の最も大きい山頂での結果を示す。壁面の極近傍の領域を除き、風速の増大は山の表面に近づくにつれ、大きくなり、その最

表2 山背後の剥離域を表す代表長さ

Case	X_s/H	X_r/H	Z_s/H	L/H	L/Z_s
2ds	1.1	4.6	0.6	3.5	5.9
2dr	0.6	6.4	0.9	5.8	6.7
3ds	0.9	2.5	0.7	1.6	2.3
3dr	0.6	3.6	0.9	3.0	3.4

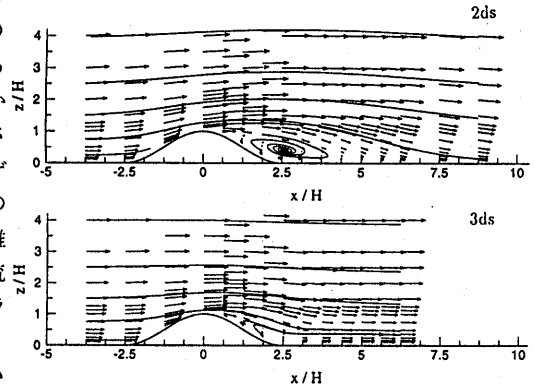


図5 中心断面における平均速度のベクトル図

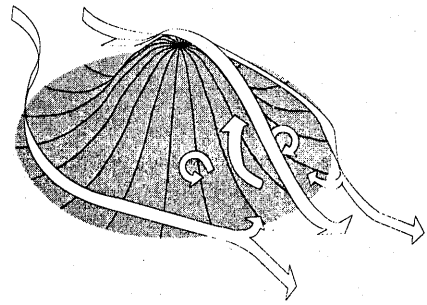


図6 3次元山背後の剥離流の概念図

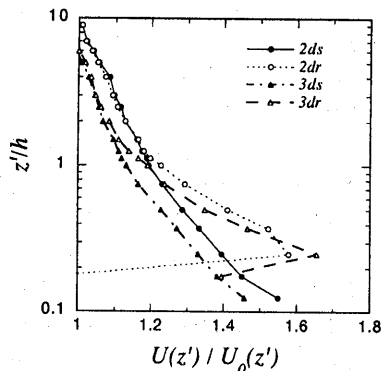


図7 山頂上での風速比の鉛直分布

大値は1.46~1.66となっている。地表面粗度の影響は流れの増速率にも少し現れている。粗度の小さい場合に比べて、粗度の大きいケースでは増速率が若干大きくなり、最大値の出現位置も高くなっている。

3.2 変動速度の標準偏差 急峻な山を越える乱流場についてはこれまでに3つの変動速度成分ともに調べた研究例が少なく、山の後流域の乱流構造については不明な点が多く残されている。図8~図10には山の中心断面内 ($y=0$) における3つの速度成分の標準偏差の鉛直分布を示す。図中の点線は山のない時の $x=0$ 地点での各変動速度成分の標準偏差を示し、実線は各変動風速成分の鉛直分布における最大値の位置を示す。全体的に見ると、山の存在が元の乱流境界層に与える影響は山の風上斜面に比べ、風下斜面の方に大きく現れている。

山の風上斜面では、 σ_u と σ_w は殆ど変化しないのに対して、 σ_v は流れの上昇に伴い急激に増大する。 σ_v が最大となる位置は登り斜面の中間地点に見られ、その後ゆっくりと減少する。 σ_v の増大は壁面近傍で大きく、壁面から離れていくにつれ急速に減少する。 σ_v の登り斜面での増大は山の3次元性と地表面粗度に殆ど依存せず、登り斜面上の位置のみの関数になっている。この現象は、円管内の流れが軸対称的に収縮される場合に、流れに直角となる方向の乱れ成分が急激に増大する現象によく似ている¹⁷⁾。この場合、流れに平行な渦度は引き伸ばされ、流れに直角となる方向の乱れ成分が強くなる。この現象はパチュエールのRapid-distortion theory¹⁸⁾により説明される。ただし、壁面近傍では鉛直方向の乱れは壁面の効果によりその増加が制限される。 σ_v の増大は風直角方向の拡散の増加を引き起こし、山の登り斜面で排出される汚染物質をスパン方向に広く拡散する可能性がある。 σ_v の登り斜面での増加量は地表面粗度の大きいケースでは山の後流域での σ_v の増加量よりも大きい。

山の風下斜面では流れの剥離に伴い大きな乱れが発生し、元の乱流境界層とまったく異なる性質をもつ複雑乱流場が形成されている。ここで特徴的なことはまず山の風下斜面では何れのケースにおいて3つの変動速度ともほぼ山の高さで鋭いピークをもつ点である。これらのピークは風下斜面での流れの剥離によって作られ、その位置は最大速度勾配の発生位置にほぼ対応している。また地表面粗度の大きいケースでは、変動速度のピーク位置が高くなる傾向がある。これは地表面粗度の流れの排除効果によるものである。

更に山の下流側にいくと、3つの変動速度の鉛直分布は2次元山と3次元山の結果に大きな差が見られる。2次元山の場合は3つの変動速度のピークは下流側に行くにつれ低くなる。それに対して、3次元山の場合は変動速度成分によって、その傾向は異なる。流れ方向の変動速度成分 σ_u のピークは山とほぼ同じ高さ (3ds) かまたはそれより高い位置 (3dr) に見られるのに対して、鉛直方向の変動速度成分 σ_w のピークの高さはそれぞれ

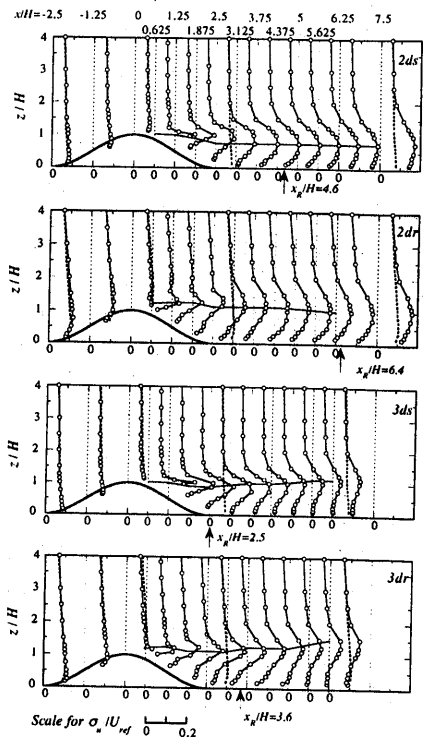


図8 中心断面における変動速度成分 σ_v の鉛直分布

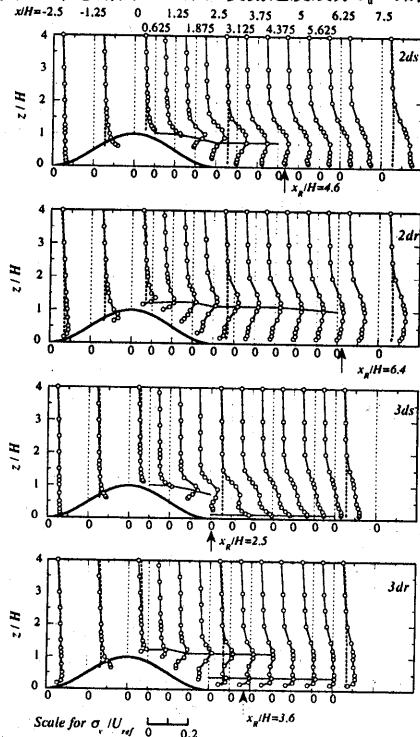


図9 中心断面における変動速度成分 σ_u の鉛直分布

0.5h (3ds) と 1h (3dr) となっている。地表面粗度の大きい3次元山の場合に σ_u と σ_w のピークが高くなる理由は山の後流に弱い上昇流が形成されることによるものである。一方、スパン方向の変動速度成分 σ_v は山の高さに見られたピークが下流側につれ見えなくなり、代わりに壁面近傍にもう一つのピークが現れている。このピークは2次元山の後流に全く見られない。また σ_v のピーク値は地表面粗度の小さいケース (3ds) には大きく、地表面粗度の大きいケース (3dr) にはかなり小さくなる。壁面近傍での σ_v の増大はスパンの方向の拡散を促進し、その結果流れ方向の変動速度成分 σ_w の値は σ_v の大きい低層においてはほぼ一様になる。3次元山の後流域での乱流特性は、山の背面での剥離流の影響を受ける以外に、壁面近傍の層において山を回り込む流れの影響も受けている。壁面近傍で σ_v のピークの出現や σ_w の値が一様になる層の形成は山を回り込む流れの構造に深く関係している。

山の背後における3つの変動速度成分の標準偏差と元の乱流境界層のそれとの比(変動速度比と呼ぶ)は山の影響を表すもう一つの重要なパラメータであり、橋や送電線鉄塔などの構造物のガスト応答に大きな影響を与える。表3には山の後流における3つの速度成分の変動速度比の最大値を示す。全体的に見ると、地表面粗度が大きくなると、すなわち、接近流の乱れが大きくなると、山の後流域での変動速度比は小さくなる。すべてのケースの中では地表面粗度の小さい3次元山の変動速度比は最も大きく、それぞれ3.0、3.4、4.6となっている。

4. まとめ

本研究では、スプリットファイバースコープを用いて、急な傾斜をもつ山を越える乱流場の各速度成分の平均値とその標準偏差を測定し、山の次元、地表面粗度、接近流の

性質が山を越える乱流境界層に与える影響を明らかにした。その結果、以下の結論を得た。1) 3次元山に比べ、2次元山背後の剥離域が大きい。2次元山背後の剥離泡の長さを剥離点の高さで無次元される場合に、その長さは6~7となり、バック・ステップの場合の値とほぼ同じである。2) 地表面粗度が大きいほど、剥離の発生は早くなる。この剥離点の位置は山の次元に依存しない。3) 山の風下斜面における3つの変動速度成分の鉛直分布に鋭いピークが見られた。これらのピークは山背後の流れの剥離に対応している。4) 3次元山の後流域におけるスパン方向の変動速度成分 σ_v は壁面近傍に2番目のピークを示す。このピークは山を回り込む流れによって作られている。5) 接近流の乱れが大きくなると、山の後流域での変動速度比は小さくなる。

参考文献 1) P.A. Taylor, P.J. Mason and E. F. Bradley, *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol. 39, 1987, pp.107-132. 2) J.J. Finnigan, *In Flow and Transport in the Natural Environment* (ed. W. L. Steffen and O. T. Denmead), Springer, 1988, pp.183-229. 3) P. S. Jackson and J. C. R. Hunt, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 101, 1975, pp.929-955. 4) N. O. Jensen and E. W. Peterson, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 104, 1978, pp.719-728. 5) R. E. Britter, J. C. R. Hunt and K. J. Richards, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 107, 1981, pp.91-110. 6) 孟、日比、*日本風工学会誌*, No.73, 1997, pp.3-14. 7) Castro I.P. and Snyder W.H., *Atmos. Environ.* 16, 1982, pp.1869-1887. 8) Arya S.P.S. and Gadiyaram P.S., *Atmos. Environ.* 20, 1986, pp.729-740. 9) B. Ruck and E. Adams, *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol.56, 1991, pp.163-195. 10) G. P. Almeida, D. F. G. Durao and M. V. Heitor, *Experimental Thermal and Fluid Science*, Vol.7, 1993, pp.87-101. 11) D. F. G. Durao, M. V. Heitor and J. C. F. Pereira, in *Applications of Laser Anemometry to Fluid Mechanics*, Adrian et al, Eds., Springer-Verlag, New York, 1989, pp.93-118. 12) T. Utnes and K. J. Eidsvik, *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol.79, 1996, pp.393-416. 13) S. P. S. Arya, M. E. Capuano and L. C. Fagen, *Atmos. Environ.* Vol.20, 1987, pp.753-764. 14) J. D. Kuzan, T. J. Hanratty and R. J. Adrian, *Experiments in Fluids*, Vol.7, 1987, pp.88-98. 15) D. K. Heist and F. C. Gouldin, *J. Fluid Mech.*, Vol.331, 1997, pp.107-125. 16) 孟、日比、*日本風工学会誌*, No. 72, 1997, pp.21-34. 17) M. S. Uberoi, *J. Aero. Sci.* Vol.23, 1956, pp.754-764. 18) G. K. Batchelor and I. Proudman, *Quart. J. Mech. Appl. Math.* Vol. 7, 1954, pp.83-103.

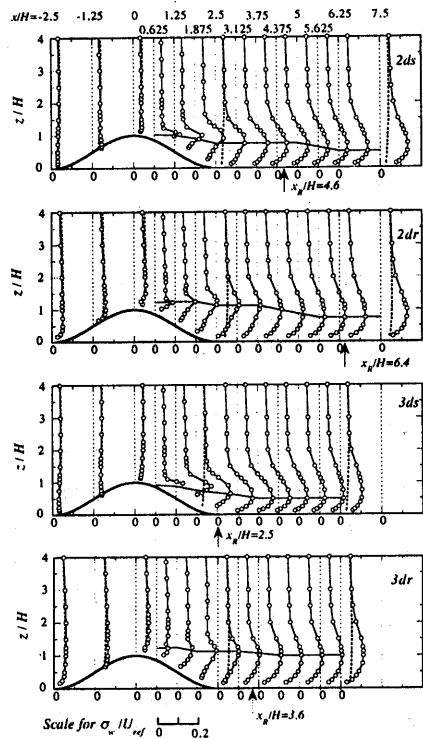


図10 中心断面における変動速度成分 σ_w の鉛直分布
表3 山後流域における最大変動速度比

Case	$(\sigma_u/\sigma_{u0})_{max}$	$(\sigma_v/\sigma_{v0})_{max}$	$(\sigma_w/\sigma_{w0})_{max}$
2ds	2.9	2.7	4.3
2dr	1.8	1.9	2.4
3ds	3.0	3.4	4.6
3dr	1.9	1.7	2.1