

[原著論文]

有限深さ流路内の2次元丘陵地形を過ぎる 安定成層流の非定常性

—第2報 非定常な剥離・再付着流れに対する安定成層の効果—

*九大・院・総理工 内田孝紀[†]

*九大・応力研 大屋裕二^{††}

著者らは過去に有限深さ流路内の2次元丘陵地形を過ぎる安定成層流 ($0 < K \leq 3$) に関して、差分法に基づいた直接数値シミュレーション (DNS) とラージ・エディ・シミュレーション (LES) を行い、地形周辺流れを詳細に検討してきた。ここで、 K は無次元成層パラメータで $K = NH/\pi U$ 、 N はブラントバイサラ振動数、 H は流路深さ、 U は地形への一様近寄り流速、 h は地形高さである。これらのシミュレーションでは丘陵地形の表面にのみ粘着条件を課し、地形を除く上流と下流の地面上と流路の上部境界上には滑り条件を課した。これは地形以外の境界上に発達する境界層や地形背後に形成される剥離泡 (再循環領域) からの大規模渦放出の影響を避け、より単純化した状況にある columnar disturbance や風下波の挙動について調べるためである。これにより丘陵地形周辺に出現する非定常流れのメカニズムを解明した。

本研究では地面粘着条件を考慮して Reynolds 数 $Re = 2000$ で DNS を行った。速度場、一様流速 U からのずれを表す速度場、渦度場に対する可視化を行い、地形の抗力係数の時系列などを示した。これらの計算結果を用い、特に弱安定成層流れ ($0 \leq K \leq 1$) において、地形背後の非定常な剥離・再付着現象に対する安定成層の効果解明した。また強安定成層流れ ($1 < K \leq 2$) においては、地形上流と下流地面上に滑り条件を課した過去の研究と同様、丘陵地形周辺に出現する非定常流れと columnar disturbance の挙動との関係を明らかにした。

Unsteady Characteristics of Stably Stratified Flows Past a Two-Dimensional Hill in a Channel of Finite Depth

—Part II. Effect of Stable Stratification on the Separated-Reattached Flow—

Takanori UCHIDA

Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University

Yuji OHYA

Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

(Received 25 March, 1999; in revised form 17 June, 1999)

We have already investigated stably stratified flows ($0 < K = NH/\pi U \leq 3$) past a two-dimensional hill in a channel of finite depth numerically by using a Direct Numerical Simulation (DNS) and a Large Eddy Simulation (LES) based on a finite-difference method, where N is the Brunt-Väisälä frequency, H , the domain depth, U , the approaching flow speed, and h , the hill's height. In these simulations, as the first step, we assumed

a free-slip condition on the ground, both upstream and downstream of the hill, and a no-slip condition was imposed only on the hill surface. Under this situation, it was expected that no shedding of large vortices from the hill occurs, because we wanted to clarify the behavior of upstream columnar disturbances and lee waves without any troublesome boundary layer effects and any interactions with vortex shedding from the hill. The numerical results have clarified the mechanisms of the various flow unsteadiness around the hill.

As the next step, we have conducted a DNS where a no-slip condition is imposed on both the ground and the hill surface at a Reynolds number of 2000 in the present study. The velocity, perturbation velocity and vorticity fields around the hill are visualized. The time variations in the drag coefficient on the hill and in the upstream advancing columnar disturbances are shown. Using these numerical results, we have investigated the following phenomena in detail : one is the effect of stable stratification on the separated-reattached flow behind the hill, especially for the cases of $0 \leq K \leq 1$ (weak stratification) ; the other is the flow unsteadiness around the hill for the cases of $1 < K \leq 2$ (strong stratification) as well as the previous numerical studies employing a free-slip condition on the ground except for the hill surface.

(KEY WORDS) : Direct numerical simulation, Finite-difference method, Stably stratified flows, Separated-reattached flow, Flow unsteadiness, Columnar disturbance

1. 序 論

大気境界層では一般に鉛直方向に密度が変化する成層状態にあり、夜間などに現れる接地逆転層内の流れは上空にいくほど密度が小さくなる安定成層流である場合が多い。この安定成層した流れが地形を過ぎる場合には、負の浮力が作用し様々な流動現象や波動現象が出現する。特に地形が有限深さ流路内に存在する場合（安定成層流体が上空の大気安定度の変化などにより有限深さを有する流れとみなされる場合）には、地形により励起された内部重力波のエネルギーはこの流路内に閉じ込められ、地形周囲流に大きな影響を与える。線形理論¹⁾によると、この状況では流路深さと密度成層の強さに対応した離散的な内部重力波の鉛直モードが存在する。また同時に主流方向に波長無限大の内部重力波（columnar disturbance と呼ばれ、以後 col.dist. と称する）が $(K/n-1)U$ の速度で地形上流へ伝播する。ここで、 K は無

次元成層パラメータで $K = NH/\pi U$ 、 N はブラントパイサラ振動数、 H は流路深さ、 U は地形への一様近寄り流速、 n はモード数である。本研究では $0 \leq K \leq 1$ の成層状態を弱安定成層流れ（weak stratification）、 $1 < K \leq 2$ の成層状態を強安定成層流れ（strong stratification）と呼ぶこととする。

著者らは過去に有限深さ流路内の2次元丘陵地形を過ぎる安定成層流に関して、差分法に基づいた直接数値シミュレーション（DNS）とラージ・エディ・シミュレーション（LES）を行ってきた^{2,6)}。特に丘陵地形周辺に出現する非定常な流れ特性と地形上流へ伝播する col.dist. の挙動との関係に注目して詳細な検討を行った。また流れの非線形性に関連する、Reynolds 数の変化、地形高さと同流路深さとのブロッケージ比、地形形状のなだらかさを示すパラメータなどの検討も行った。これらのシミュレーションでは過去の実験的研究^{7,8)}や数値的研究⁹⁻¹⁵⁾と同様な境界条件を設定した。すなわち、丘陵地形の表面にのみ粘着条件を課し、地形を除く上流と下流の地面上と流路の上部境界上には滑り条件を課した（以後この条件を滑り条件ケースと呼ぶ）。これは地形以外の境界

*〒816-8580 春日市春日公園6-1

¹E-mail: takanori@riam.kyushu-u.ac.jp

¹¹E-mail: ohya@riam.kyushu-u.ac.jp

上に発達する境界層や地形背後に形成される剥離泡(再循環領域)からの大規模渦放出の影響を避け、より単純化した状況にある col.dist. や風下波の挙動について調べるためである。

大気現象としての山越え成層流との対応を考えると、地面上の境界条件は粘着条件とするのが自然である。この状況で Reynolds 数が高くなると、地形を過ぎる流れは非定常な剥離・再付着現象が支配的になり、地形背後に剥離泡(再循環領域)が形成され、そこから大規模渦の放出が生じ地形後流は複雑な様相を呈する。有限深さ流路内の2次元地形を過ぎる安定成層流に関して、地形以外の地面粘着条件を考慮した研究は著者の一人である大屋¹⁰⁾によって報告されている。大屋¹⁰⁾は地面上に置かれた2次元半円柱を過ぎる安定成層流($0 \leq K < 2$)に対して、密度成層風洞¹⁷⁾を用いた可視化実験(Reynolds 数 $Re = 3400 - 7500$)と差分法を用いた数値計算($Re = 2000$)を行い、地形背後の非定常な剥離・再付着流れに対する安定成層の効果や丘陵地形周辺に出現する非定常流れなどを調べている。しかし、その流れ特性およびメカニズムは十分に解明されておらず、地面粘着条件を考慮した場合の地形周辺流れの挙動は未だ明らかではない。

そこで本研究では過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)}を踏まえ、地面粘着条件を考慮した場合について詳細な検討を行う。本研究では大屋¹⁰⁾と同様に地形上流の地面上に関しては、そこに発達する境界層の影響を考慮しない議論を行う。すなわち、地形上流は滑り条件とし、丘陵地形の表面と地形下流の地面上にのみ粘着条件を課す。この境界条件に対して $Re = 2000$ で差分法に基づいた DNS を行う。速度場、一様流速 U からのずれを表す速度場、渦度場に対する可視化を行い、地形の抗力係数の時系列などを示す。これらの計算結果を用い、特に弱安定成層流れ($0 \leq K \leq 1$)において、地形背後の非定常な剥離・再付着現象に対する安定成層の効果解明する。また強安定成層流れ($1 \leq K < 2$)においては、過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)}と同様、丘陵地形周辺に出現する非定常流れと col.dist. の挙動との関係を明らかにする。

2. 密度成層流の支配方程式と数値計算法

有限深さ流路内の2次元丘陵地形を過ぎる安定成層流を考える。ただし、流れの非圧縮性と密度の非拡散を仮定し、また Boussinesq 近似を用いる。計算領域は過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)}と同様、図1に示すように $x-z$ 平面とし、地形高さを h として水平方向に $L = 500h$ 、鉛直方向に $H = 6h$ の空間を有する。ここで、 x は主流方向、 z は鉛直方向を意味する。特に地形上流へ伝播する col.dist. の流入境界への到着を遅らせるために、地形上流は $420h$ と非常に長く設定する。地形形状は $h(x) = 0.5 \times \{1 + \cos(\pi x/a)\}$ で記述されるコサイン形状とし、その範囲は $|x| \leq a$ である。ここでパラメータ a は1とする。丘陵地形から十分上流において鉛直方向に線形な勾配($d\rho_B/dz = -1$)を有する基本密度場 ρ_B を考え、これに静水圧平衡で対応する基本圧力場を p_B とする。本研究の未知数 $u_i (= u, w)$ 、 $\rho' (= \rho - \rho_B)$ 、 $p' (= p - p_B)$ に対する流れの支配方程式は、連続の式、Navier-Stokes 方程式、密度方程式となり無次元化では以下のように記述される。ただし、基本場からのずれを表すプライム記号(')は省略する。

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{Re} \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i \partial x_i} - \frac{\rho}{Fr^2} \delta_{i3} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u_j \frac{\partial \rho}{\partial x_j} = w \quad (3)$$

式(2)中の無次元パラメータ Re 、 Fr は Reynolds 数 ($= \rho_0 U h / \mu$)、Froude 数 ($= U / N h$) である。ここで、 ρ_0 は参照密度、 N はブラントバイサラ振動数で $N^2 = -(g/\rho_0)(d\rho_B/dz)$ 、 g

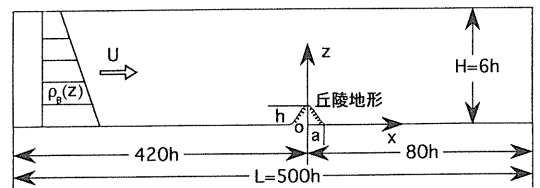


図1 計算領域と座標系

は重力加速度、 μ は粘性係数である。また序論でも述べたように、計算対象が有限な流路深さ H を有するので、 H を含む無次元成層パラメータ $K (=NH/\pi U)$ が境界条件を含んだ支配パラメータとして存在し、この K により地形周囲流が特徴付けられる。本研究では K を用いて計算結果を整理する。

数値計算法なども過去の研究（滑り条件ケース）²⁶⁾と同様である。計算のアルゴリズムはMAC法¹⁸⁾に基づき、式(2)の発散をとって得られる圧力のPoisson方程式、式(2)、および式(3)は一般曲線座標系を導入し、多方向差分法¹⁹⁾を用いて離散化を行う。計算格子上的変数配置はレギュラー配置である。レギュラー配置ではすべての物理量は同一格子点に定義される。式(2)、式(3)の時間積分法はEulerの1次陽解法である。空間項の離散化は式(2)、式(3)の対流項を除いてすべて2次精度中心差分とし、対流項に関しては3次精度風上差分である $K-K$ スキーム²⁰⁾とする。図2に地形近傍の計算格子を示す。計算格子は主流方向 (x) と鉛直方向 (z) に 421×101 点の解像度を有し、丘陵地形頂部の最小格子幅 Δz は $3 \times 10^{-3} h$ である。図3に境界条件を示す。大屋¹⁶⁾と同様に地形上流は滑り条件とし、丘陵地形の表面と地形下流の地面上にのみ粘着条件を課す。これは地形上流の地面上において境界層の発達を避け、地形

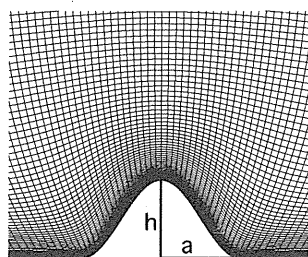


図2 地形近傍の計算格子 (全体: 421×101 点)

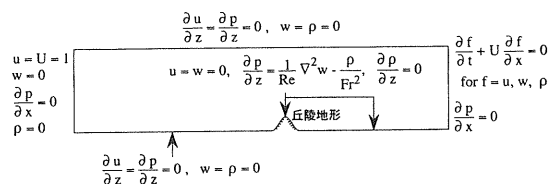


図3 境界条件

上流へ伝播する col.dist. の挙動に地面粘着条件の影響を及ぼさないようにするためである。計算は $Re = 2000$ で $K = 0$ (中立流) - 3 の範囲に対して行う。無次元時間刻み Δt は 1×10^{-3} である。

3. 計算結果と議論

3.1 弱不安定成層流れ ($0 \leq K \leq 1$)

3.1.1 地形背後に形成される剥離泡 (再循環領域) からの大規模渦放出

本研究の $K = 0$ (中立流), 0.5, 0.8 と $K = 1$ の計算初期 ($t \leq 100$) において、地形背後に形成される剥離泡 (再循環領域) から大規模渦が周期的に放出され、地形下流に流下していく現象が観察された。ここでは $K = 0$ の中立流を例にとり、地形周辺流れを考察する。

図4に流線図の時間発展を用いて大規模渦の放出過程を示す。丘陵地形の表面から剥離したせん断層は地形下流の地面上に再付着し、地形背後に剥離泡を形成する (図4(a))。時間の経過とともに地形背後に形成された剥離泡は徐々に伸長し、剥離泡とは逆向きの循環を有する2次渦 (図中に矢印で表示) がその中に誘起される (図4(b))。2次渦はくびれとなって地形下流へ移動し (図4(c))、同時に剥離せん断層が新たに再付着を始め、

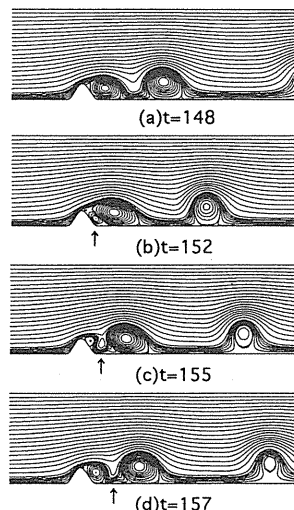


図4 $K = 0$ (中立流) の地形周辺流れの時間発展 (流線図). $Re = 2000$. 矢印は2次渦を示す。

これとともに大規模渦が剥離泡から離れて地形下流に流下していく (図4(d)).

3.1.2 成層度 K に対する地形周囲流の変化

図5に $K=0$ (中立流), 0.5, 0.8, 1 の瞬時の流線図を示す. 図6に図5の瞬時の流線図に対応した一様流速 U からのずれを表す流線図 ($\Delta\phi$) を示す. この $\Delta\phi$ は $\Delta u = u - U$ と $\Delta w = w$ の流れ場に対する流線図を意味し, 地形上流へ伝播する col.dist. や地形下流に励起された風下波の存在などを反映するものである. また $K=1$ は $t=200$ のときの可視化図であり, $K=0$ (中立流), 0.5, 0.8 は後述の図8に示す地形の抗力係数 Cd の極小値に対応した可視化図である. 図7に $t=200-300$ の間の時間平均を行った流れ場に対する流線図とこれに対応した渦度 ω ($=\partial u/\partial z - \partial w/\partial x$) の等値線図を示す. 最初に図5, 図6の瞬時の流れ場に対する流線図と $\Delta\phi$ に注目する. $K=0.5, 0.8$ では丘陵地形のすぐ下流において安定成層の効果は明確には見られない. すなわち, $K=0$ (中立流) と同様に地形背後に形成された剥離泡から大規模渦が放出され, 地形下流へ流下している. しかし, 図7の時間平均を行った流れ場に対する流線図において, 丘陵地形の表面から剥離したせん断層の再付着距離を吟味すると, $K=0$ (中立流), 0.5の違いはほとんど見られないのに対し, $K=0.8$ では明らかに地形下流に伸びを示している. これは安定成層の効果により, 丘陵地形の表面から剥離したせん断層の渦度が弱

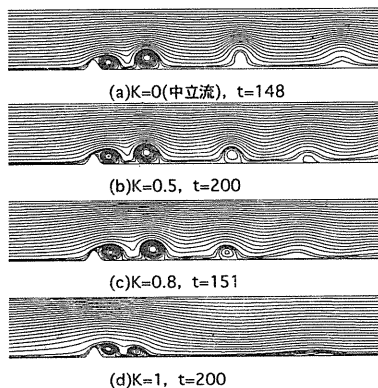


図5 弱安定成層流れ ($0 \leq K \leq 1$) の地形周囲流 (流線図). $Re = 2000$. K は成層度.

められ, 結果として再付着点が地形下流へ移動しているためと考えられる (図7の等渦度線図を参照). 再び図5, 図6の瞬時の流れ場に対する流線図と $\Delta\phi$ に注目すると, $K=0.5, 0.8$ では地形のある程度下流から安定成層の効果は顕著である. すなわち, 地形下流へ流下する大規模渦の循環は成層度 K の増加とともに減少し, また移流速度もわずかではあるが減少している. さて図5, 図7の流線図において, $K=0$ (中立流), 0.5, 0.8と比較して $K=1$ の地形周囲流れは大きく変化している. 図5に示す瞬時の流線図では長波長の風下波が地形下流に形成され, これに伴い地形背後の剥離泡からの大規模渦放出が抑制されている. 図6に示す $K=1$ の $\Delta\phi$ において, 地形下流に見られる閉じた流線群が長波長の風下波の出現をより明確に反映している. また同図において, $K=1$ に近づくとともに地形上方の流線群の先端 (図中に矢印で表示) が徐々に地形上流へ伸びていることもわかる. 図7の時間平均を行った流れ場に対する流線図に注目すると, 地形背後に形成された剥離泡の時間平均長さ (再循環領域の長さ) は $K=0.8$ でいったん長くなり, $K=1$ からまた短くなっている.

図8に地形の抗力係数 Cd の時刻歴 ($0 \leq t \leq 500$) を示す. $K=0$ (中立流), 0.5, 0.8では Cd に周期的な振動が継続して見られる. これは地形背後に形成された剥離泡から大規模渦が周期的に放出され, その渦放出が継続していることを意味するものである. $K=1$ では Cd の周期的な振動は $t > 100$ で急速に減衰し, Cd はほぼ一定値を示

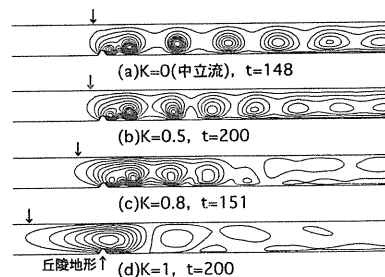


図6 弱安定成層流れ ($0 \leq K \leq 1$) の一様流速 U からのずれを表す流線図 ($\Delta\phi$), -2 から 1 の値を15分割した等値線図. $Re = 2000$. 矢印は $\Delta\phi$ の先端を示す.

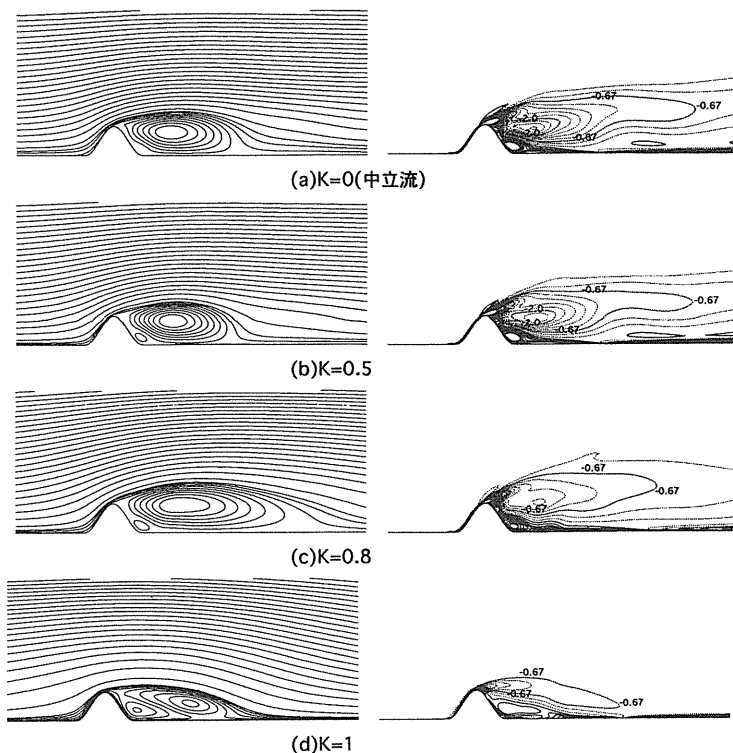


図7 $t = 200 - 300$ の時間平均を行った流れ場に対する流線図と等温線図（ -8 から 2 の値を 20 分割した等値線図）。弱安定成層流れ（ $0 \leq K \leq 1$ ）， $Re = 2000$

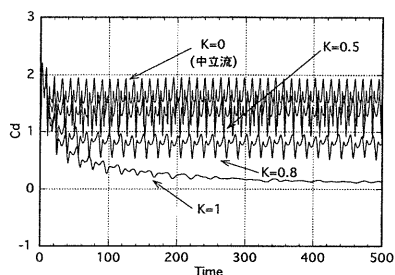


図8 弱安定成層流れ（ $0 \leq K \leq 1$ ）の丘陵地形の抗力係数 Cd の時刻歴（ $0 \leq t \leq 500$ ）。 $Re = 2000$

している。これは先に述べたように、長波長の風下波の形成に伴い大規模渦の周期的な放出が抑制され、地形周囲流がほぼ定常になることを意味する。しかし、過去の研究（滑り条件ケース）^{2,4,6)}と同様、時間とともに長波長の風下波はさらに波長が長くなり、結果として地形背後に形成される剥離泡も伸びを示す。これに伴い Cd は一定値に

は収束していない。さらに Cd 変動に注目すると、 $K = 0$ （中立流）、 0.5 、 0.8 と $K = 1$ の計算初期（ $t \leq 100$ ）において Cd の周期的な振動に歪が見られる。これは地形背後の剥離泡の中に誘起された2次渦（図4の矢印を参照）の影響であると考えられる。

以上述べてきた本研究（ $Re = 2000$ ）の弱安定成層流れ（ $0 \leq K \leq 1$ ）に関して、地形背後の非定常な剥離・再付着現象に対する安定成層の効果と地形上流における安定成層の影響については以下のようにまとめられる。 $K = 0.5$ 、 0.8 では地形のすぐ下流に注目すると、安定成層の効果はそれほど明確には見られない。すなわち、 $K = 0$ （中立流）と同様に地形背後に形成された剥離泡から大規模渦が周期的に放出され、地形下流へ流下する。一方、地形のある程度下流では安定成層の効果は顕著に現れ、地形下流へ流下する大規模渦の循環は成層度 K の増加とともに減少し、また移

流速もわずかではあるが減少する。 $K = 1$ では長波長の風下波が形成されて地形周辺流れは急変する。結果として地形背後に形成される剥離泡からの大規模渦の周期的な放出は抑制され、地形周囲流はほぼ定常になる。また時間平均流においては、地形背後に形成される剥離泡の時間平均長さ(再循環領域の長さ)は $K = 0.8$ でいったん長くなり、 $K = 1$ からまた短くなる。 $K = 1$ に近づくとともに地形上方の $\Delta\phi$ は上流へ伸びを示し、地形の上流側においても安定成層の影響が現れる。

3.2 強安定成層流れ ($1 < K \leq 2$)

3.2.1 成層度 K に対する地形周囲流の変化

図9に $K = 1.25, 1.5, 1.75, 2, 2.5, 3$ の瞬時の流線図を示す。ここで $K = 2$ は1次モードの col.dist. が明確に存在する計算初期 ($t = 25$) の流線図であり(後述の図11(h)に示す1次モードの col.dist. の u_1 の時刻歴を参照), 他の成層度 K については $t = 200$ のときの流線図である。すべての成層度 K において風下波が地形下流に励起され、成層度 K の増加とともにその波長は徐々に短くなっている。これは後述の図10(図9に対応した $\Delta\phi$) からより明確にわかる。どの成層度 K においても風下波の上昇流に伴いローター

(渦領域) が地形下流の地面上に誘起されている。ただし、図9(d)の $K = 2$ において明確なローターは見られないが、別の瞬間では観察された。その大きさは過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)}と比較して非常に小さい。より高い成層度 K の $K = 2.5, 3$ では過去の研究(滑り条件ケース)^{2,3,6)}において観察された地形上方の風下波の明確な破碎は見られない。また、過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)}では風下波の下降流に伴いローターが流路の上部境界上にも誘起されたが、本研究では見られなかった。これらの原因については以下のように推測される。地形下流の地面粘着条件により地面付近の流れは強い拘束を受ける。結果としてその影響が地面上方の流れにまで及び、上部境界付近のローターや地形上方の風下波の破碎を誘起し得るほどの強い下降流が発生しないためと考えられる。最後に $K = 1.25$ の長波長の風下波は過去の研究(滑り条件ケース)^{2,4,6)}と違ってほぼ定在波的に存在する(過去の研究(滑り条件ケース)^{2,4,6)}において $K = 1.25$ の風下波はほぼ周期的変化を示していた)。これは大屋¹⁶⁾が密度成層風洞¹⁷⁾を用い、地面上の2次元半円柱を対象に行った可視化実験 ($K = 1.29$) においても報告されている。これは地形下流に粘着条件を課した場合には地形上流へ伝播する1次モードの col.dist. が非常に弱く、

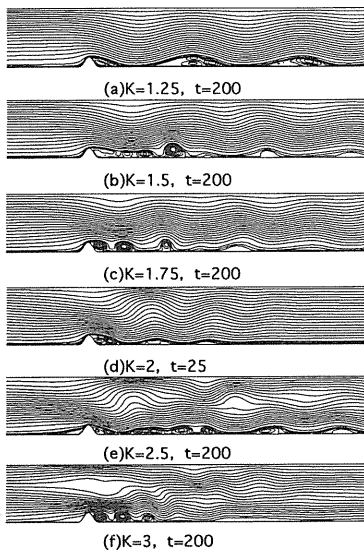


図9 強安定成層流れ ($1 < K \leq 2$) と $K = 2.5, 3$ の地形周囲流(流線図)。 $Re = 2000$

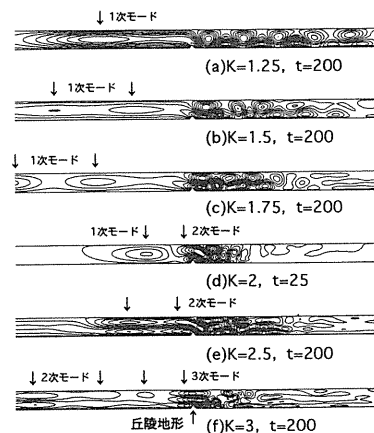


図10 強安定成層流れ ($1 < K \leq 2$) と $K = 2.5, 3$ の一様流速 U からのずれを表す流線図 ($\Delta\phi$), 最大値と最小値を15分割した等値線図。 $Re = 2000$

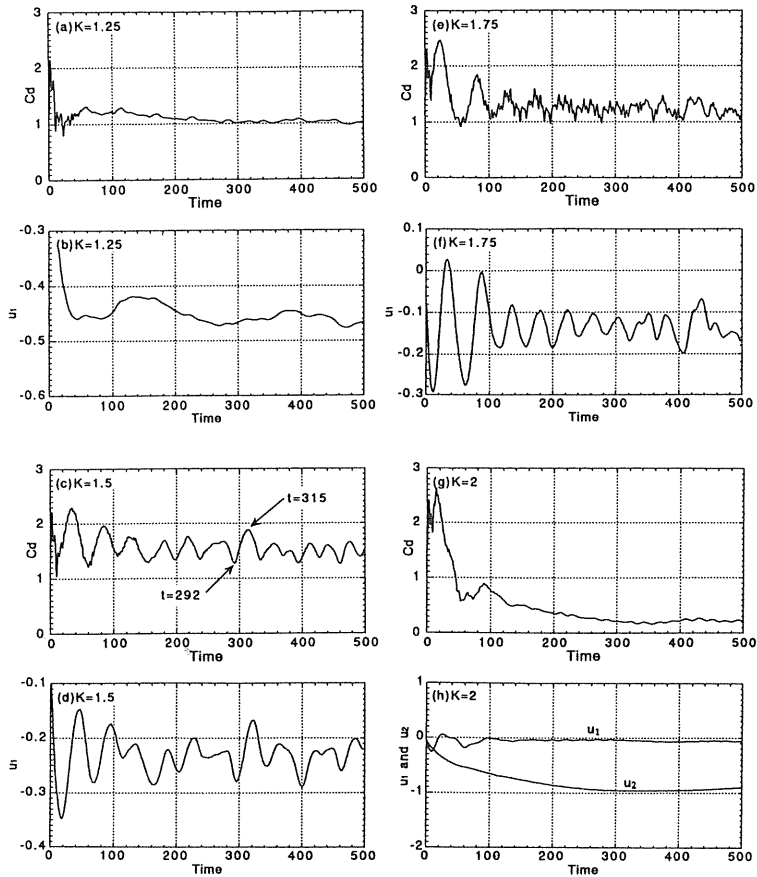


図11 強安定成層流れ ($1 < K \leq 2$) の丘陵地形の抗力係数 Cd と1次モードの u_1 、2次モードの u_2 の時刻歴 ($0 \leq t \leq 500$). $Re = 2000$

これに伴い丘陵地形のすぐ前方の近寄り流れの変化が小さいためであると考えられる (図11(b)を参照).

図10に図9の瞬時の流線図に対応した一様流速 U からのずれを表す流線図 ($\Delta\phi$) を示す. ここで最も注目すべきことは, 過去の研究 (滑り条件ケース)²⁻⁶⁾と同様, 地形上流にも閉じた流線群が出現しているということである. これは序論でも述べたように, 地形上流へ伝播する col.dist. の存在を明らかにするものである. 1次モードと2次モードの col.dist. が渦構造を有して地形上流へ放出されている (図中に矢印で表示). ここで言う放出とは col.dist. に強弱があり, $\Delta\phi$ の等値線を描いた際に1次モードでは流路深さ内で一つの渦のように見え, 2次モードでは深さ方向に二

つの渦のように見えるということを意味する. 1次モードの col.dist. が卓越する $K = 1.25, 1.5, 1.75$ では, 成層度 K の増加とともに1次モードの col.dist. がより短い周期で地形上流へ放出されている. これは後述の図11 (1次モードの col.dist. の u_1 の時刻歴) からより明確にわかる. 過去の研究 (滑り条件ケース)²⁻⁶⁾と違って1次モードの col.dist. はすべて地面上の地形から生じている (過去の研究 (滑り条件ケース)²⁻⁶⁾では地形のすぐ上方のローターからも col.dist. が発生していた). $K \geq 2$ では2次モードの col.dist. が出現し, $K = 3$ では3次モードの col.dist. も明確に見られる (図中に矢印で表示). なお, 過去の研究 (滑り条件ケース)²⁻⁶⁾と同様, 本研究で得られた col.dist. の地形上流への伝播速度は線形理

論⁹⁾による予測値 $((K/n-1)U)$ とほぼ一致する。次に地形下流に注目する。成層度 K の増加とともに風下波の存在を示す閉じた流線群が徐々に小さく、また複雑になっている。これは図9で述べたように成層度 K の増加とともに風下波の波長が徐々に短くなっていることを反映している。

図11に地形の抗力係数 Cd と以下の式(4)で算出した1次モードの u_1 、2次モードの u_2 の時刻歴 ($0 \leq t \leq 500$) を示す。この u_1 と u_2 は地形の上流断面 ($x = -2h$) の $\Delta u = u - U$ を流路深さ H 全体にわたってフーリエ解析したもので、1次モードと2次モードの col.dist. の寄与(強さ)を意味する。ただし、 h は地形高さを示す。

$$u_n = \frac{2}{H} \int_0^H \left(\frac{\Delta u}{U} \right) \cos\left(\frac{n\pi z}{H} \right) dz \quad (4)$$

Cd に注目すると、 $K = 1.25$ において Cd はほぼ一定値を示している。これは図9(a)で述べたように、長波長の風下波がほとんど定在波的存在し、これに対応して地形周囲流がほぼ定常であることを意味する。 $K = 1.5, 1.75$ では Cd に不規則ではあるが明確な振動が継続して見られる。これは地形周囲流に非定常性が発生し、その非定常性が持続することを意味する。特に $K = 1.75$ は $K = 1.5$ と比較して Cd の波形に細かな変動が見られる。これは地形背後に形成された剥離泡が時間とともに変動していることを意味する。 $K = 2$ では Cd の振動は $t > 100$ で急速に減衰している。これは計算初期 ($t \leq 100$) に非定常性を示す地形周囲流が $t > 100$ で急速にほぼ定常になることを意味する。ここで注意すべきことは、強安定成層流 ($1 < K \leq 2$) の範囲における地形周囲流の挙動は過去の研究(滑り条件ケース)^{2,4,6)} と若干異なるということである。すなわち、過去の研究(滑り条件ケース)^{2,4,6)} において $K = 1.25$ は $K = 1.5$ と、 $K = 1.75$ は $K = 2$ とほぼ同様な流れパターンを呈していた。次に1次モードの u_1 に注目する。 $K = 1.25, 1.5, 1.75$ の全体と $K = 2$ の計算初期 ($t \leq 100$) において u_1 に不規則ではあるが明確な振動が見られる。これは図10に示したように、1次モードの col.dist. が強弱の循環を有し、地形上流へ一つの渦のように放出されていることを意味する。また u_1 は常に負の値を示し、地面

上の地形から形成された1次モードの col.dist. は時計回りの循環を有することがわかる。図10で述べたように、1次モードの col.dist. が卓越する $K = 1.25, 1.5, 1.75$ では成層度 K の増加とともに1次モードの col.dist. の変動周期はより短くなっている。過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)} と同様、1次モードの u_1 の変動は Cd の変動と完全に同期している。これについては次節で詳細に検討する。なお、 u_1 の強さ、すなわち、1次モードの col.dist. の強さは過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)} と比較して全体的に弱い。

3.2.2 丘陵地形周辺に出現する非定常流れのメカニズムに関する検討

図11に示したように、 $K = 1.5, 1.75$ の全体と $K = 2$ の計算初期 ($t \leq 100$) において地形の抗力係数 Cd の明確な振動、すなわち、丘陵地形周辺に非定常流れが観察された。ここでは図11において Cd の変化が最も明確に観察された $K = 1.5$ の強安定成層流れを例にとり、そのメカニズムについて考察する。

図12に $K = 1.5$ における地形周辺流れの時間発展を流線図を用いて示す。ただし、(b) Cd - 極小値 ($t = 292$) と (d) Cd - 極大値 ($t = 315$) に

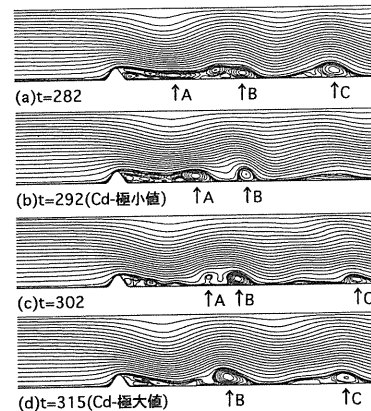


図12 $K = 1.5$ の地形周辺流れの時間発展(流線図)、丘陵地形の抗力係数 Cd の極小値と極大値は図11(c)に矢印で表示した時刻。 $Re = 2000$ 。矢印Aは地形背後の剥離泡から放出された渦を示し、矢印B、Cは風下波の上昇流により誘起されたローターを示す。

については図11(c)に矢印で表示した時刻を示す。ここで注目すべきことは、地形背後に形成された剥離泡に顕著な違いが見られるということである。図12(b)の Cd - 極小値 ($t = 292$) では地形背後に形成された剥離泡は主流方向にかなり伸長している。これに対し、図12(d)の Cd - 極大値 ($t = 315$) では強い下降流に伴い地形背後に形成された剥離泡は小さい。また同時に風下波の上昇流に伴い、ローター (図中の矢印 B と矢印 C) が地形下流の地面上に誘起されている。また(a) $t = 282$ から(d) $t = 315$ へ変化する地形周辺流れを吟味すると、弱安定成層流れ ($0 \leq K \leq 1$) において観察された地形背後の剥離泡からの渦放出が再び出現し、放出された渦 (図中の矢印 A) が地形下流の地面上に誘起されたローター (図中の矢印 B) と合体していくのがわかる。

さて、地形背後の剥離泡の変化は過去の研究 (滑り条件ケース)^{2,6)} で議論したように以下のように考察できる。図13に図12の Cd - 極小値 ($t = 292$) と Cd - 極大値 ($t = 315$) に対応した一様流速 U からのずれを表す速度ベクトル図と流線図 ($\Delta\phi$) を示す。図13(a)では1次モードの col.dist. (図中に矢印で表示) が一つの渦のよう

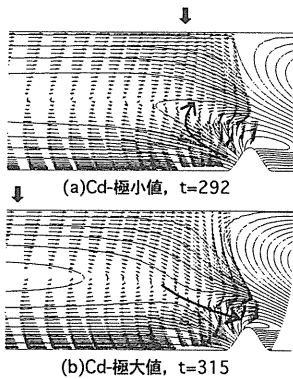


図13 $K = 1.5$ の丘陵地形の抗力係数 Cd の極小値と極大値に対応した一様流速 U からのずれを表す速度ベクトル図と流線図 ($\Delta\phi$)。最大値と最小値を15分割した等値線図。図11(c)に矢印で表示した時刻。 $Re = 2000$ 。上部境界付近の矢印は1次モードの col.dist. を示し、丘陵地形のすぐ前方における矢印は上昇流と下降流を示す。

に地形から上流へ放出されようとし、図13(b)ではそれが地形上流へ放出された直後である。この1次モードの col.dist. は図中の速度ベクトルの向きに示されるように時計回りの循環を有する。これらの効果は地形のすぐ前方において、図13(a)では上昇流を、図13(b)では下降流を誘起する (地形のすぐ前方に矢印で表示)。これに伴い地形のすぐ前方の近寄り流れが変化し、結果として地形背後の剥離泡の変化が生じたと考えられる。

以上述べてきたように、 $K = 1.5, 1.75$ の全体と $K = 2$ の計算初期 ($t \leq 100$) において丘陵地形周辺に出現する非定常流れのメカニズムは過去の研究 (滑り条件ケース)^{2,6)} と同様であると言える。すなわち、この非定常性は強弱の循環を有し地形上流へ一つの渦のように放出される1次モードの col.dist. に伴い、地形のすぐ前方の近寄り流れが変化する結果生じていると考えられる。ただし、その変化の度合は過去の研究 (滑り条件ケース)^{2,6)} よりも小さく、これに伴い地形背後の剥離泡の変化も小さい。

3.2.3 非定常性を示す地形周囲流がほぼ定常になるメカニズムに関する検討

図11に示したように、 $K = 2$ において地形の抗力係数 Cd の振動が $t > 100$ で急速に減衰し、これに伴い地形周囲流はほぼ定常になる現象が観察された。ここではそのメカニズムについて考察する。

図14に $t = 350$ における (a) 一様流速 U からのずれを表す流線図 ($\Delta\psi$) とこれに対応した (b) 流線図を示す。図14(a)の $\Delta\psi$ に注目すると、時計回りと反時計回りの循環が流路深さ中心の水平軸に対してほぼ上下対称的に配置している。これ

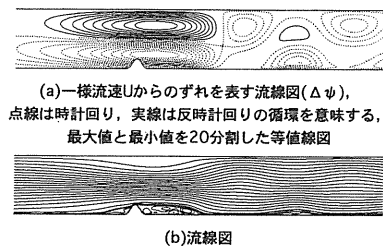


図14 $K = 2$ の地形周辺流れ。 $t = 350, Re = 2000$

は2次モードの col.dist. の出現を意味し、図11 (h) の u_2 に示したように地形への近寄り流れに対して周期的な変動を与えない。その結果、図14 (b) の流線図も流路深さ中心の水平軸に対してほとんど上下対称的な流れパターンを呈し、地形周囲流はほぼ定常になる。

以上述べてきたように、 $K = 2$ において計算初期 ($t \leq 100$) に非定常性を示す地形周囲流が時間の経過 ($t > 100$) とともにほぼ定常になるメカニズムは、過去の研究 (滑り条件ケース)^{24,6)} と同様であると言える。すなわち、計算初期では地形上流へ放出される1次モードの col.dist. に伴い地形周囲流は非定常性を示す。しかし、時間の経過とともに1次モードの col.dist. は消滅し、代わって2次モードの col.dist. が支配的になり地形周囲流はほぼ定常になる。

3.3 成層度 K に対する地形の抗力係数 Cd の変化

図15に成層度 K に対する地形の抗力係数 Cd の変化を示す。ただし、図8、図11に示したように、特定の成層度 K の範囲 ($K = 0, 0.5, 0.8, 1.5, 1.75$) においては時間とともに Cd は変動し、またその変動は継続するので変化分を含んだ記号で表示している。この図から $K = 1, 2$ の整数値では局所的に Cd が減少しているのがわかる。この傾向は地形上流と下流地面上に滑り条件を課し

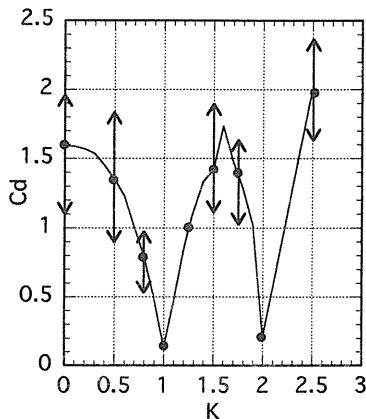


図15 成層度 K に対する丘陵地形の抗力係数 Cd の変化、矢印は変動分を意味する。 $Re = 2000$

た過去の理論²⁾、室内実験^{7,8)}、数値計算¹⁰⁻¹²⁾の結果、また過去の我々の研究 (滑り条件ケース)^{2,6)} と同様である。

3.4 地面上すべてに粘着条件を課した場合

本研究では $K = 0$ の中立流と地形周囲流の非定常性が顕著に観察された $K = 1.5$ の強安定成層流れに対して、地面上すべてに粘着条件を課した計算も試みた。丘陵地形に至る長い上流域 (420 h) により地面境界層は十分に発達し、丘陵地形はこの境界層中に埋没する状態になった。しかし、 $K = 0$ の中立流と $K = 1.5$ の強安定成層流れとともに、地形上流に滑り条件を課した場合とほぼ同様な流れパターンを呈し、基本的な流れ特性は同じであった。

4. 結 論

有限深さ流路内の2次元丘陵地形を過ぎる安定成層流 ($0 \leq K \leq 3$) に関して、地面粘着条件を考慮し、Reynolds 数 $Re = 2000$ で差分法による DNS を行った。ただし、大屋¹⁰⁾ と同様に地形上流の地面上に関しては、そこに発達する境界層の影響を考慮しない議論を行った。すなわち、地形上流は滑り条件とし、丘陵地形の表面と地形下流の地面上にのみ粘着条件を課した。

弱安定成層流れ ($0 \leq K \leq 1$) における主な結果は以下の1)にまとめられる。

- 1) $K = 0.5, 0.8$ では地形のすぐ下流に注目すると、安定成層の効果はそれほど明確には見られない。すなわち、 $K = 0$ (中立流) と同様に地形背後に形成された剥離泡から大規模渦が周期的に放出され、地形下流へ流下する。一方、地形のある程度下流では安定成層の効果は顕著に現れ、地形下流へ流下する大規模渦の循環は成層度 K の増加とともに減少し、また移流速度もわずかではあるが減少する。 $K = 1$ では長波長の風下波が形成されて地形周辺流れは急変する。結果として地形背後に形成される剥離泡からの大規模渦の周期的な放出は抑制され、地形周囲流はほぼ定常になる。また時間平均流においては、地形背後に形成される剥離泡の時間平均長さ (再循環領域の長さ) は $K = 0.8$ でいっ

たん長くなり、 $K = 1$ からまた短くなる。 $K = 1$ に近づくとともに地形上方の $\Delta\phi$ は上流へ伸びを示し、地形の上流側においても安定成層の影響が現れる。

強安定成層流れ ($1 < K \leq 2$) における主な結果は以下の2), 3) にまとめられる。

- 2) どの成層度 K においても風下波が地形下流に励起され、成層度 K の増加とともにその波長は徐々に短くなる。時計回りの循環を有する1次モードのcol.dist.が一つの渦のように地面上の地形から上流へ放出される。 $K \geq 2$ では2次モードのcol.dist.が出現し、 $K = 3$ では3次モードのcol.dist.も明確に見られる。
- 3) $K = 1.25$ ではほとんど定在波的な長波長の風下波を反映して地形周辺流れはほぼ定常である。一方、 $K \geq 1.5$ の地形周囲流は過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)}と同様に非定常性を示す。この地形周辺に出現する非定常流れのメカニズムも過去の研究(滑り条件ケース)^{2,6)}と同様で、強弱の周期性を有し地形上流へ一つの渦のように放出される1次モードのcol.dist.に伴い、地形のすぐ前方の近寄り流れが変化する結果生じていると考えられる。1次モードのcol.dist.が卓越する $K = 1.5, 1.75$ では地形周囲流は常に非定常性を示す。これに対して $K = 2$ における地形周辺流れのメカニズムも過去の研究(滑り条件ケース)^{2,4,6)}と同様で、時間の経過とともに1次モードのcol.dist.は消滅し、代わって2次モードのcol.dist.が支配的になり地形周囲流はほぼ定常になる。

引用文献

- 1) J. S. Turner : *Buoyancy Effects in Fluids* (Cambridge University Press, 1973).
- 2) T. Uchida & Y. Ohya : A numerical study of stably stratified flows over a two-dimensional hill-Part I. Free-slip condition on the ground-, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.* **67** & **68** (1997) 493-506.
- 3) 内田孝紀, 大屋裕二 : 有限流路内の2次元丘陵地形を過ぎる安定成層流の非定常性, *ながれ* **17** (1998) 45-56.
- 4) 内田孝紀, 大屋裕二 : 有限流路内の2次元丘陵地形を過ぎる安定成層流のLES, *応用力学論文集* **1** (1998) 615-624.
- 5) 内田孝紀, 大屋裕二 : 山越え成層流の差分解析—地形形状と格子分解能の影響—, *九州大学応用力学研究所 所報* 第85号 (1998) 1-12.
- 6) 内田孝紀, 大屋裕二 : 安定成層した非粘性流体中に地形効果により励起され内部重力波の数値解析, *九州大学応用力学研究所 所報* 第85号 (1998) 13-22.
- 7) I.P.Castro, W.H.Snyder & P.G.Baines : Obstacle drag in stratified flow, *Proc. R. Soc. Lond.* **A429** (1990) 119-140.
- 8) P.G.Baines : *Topographic Effects in Stratified Flows* (Cambridge University Press, 1995).
- 9) I.P.Castro: Effects of stratification on separated wakes : Part I, Weak static stability, *Proc. 3rd IMA Meeting on Stratified Flows* (Leeds, 1989).
- 10) H.Hanazaki: Upstream advancing columnar disturbances in two-dimensional stratified flow of finite depth, *Phys. Fluids* **A1** (1989) 1976-1987.
- 11) H.Hanazaki: Drag coefficient and upstream influence in three-dimensional stratified flow of finite depth, *Fluid Dyn. Res.* **4** (1989) 317-332.
- 12) M.F.Paisley, I.P.Castro & N.J.Rockliff: Steady and unsteady computations of strongly stratified flows over a vertical barrier, *Stably Stratified Flows. Flow and Dispersion over Topography* (Oxford University Press, 1994) 39-59.
- 13) M.F.Paisley & I.P.Castro: A numerical study of wave breaking in stratified flow over obstacle, *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **23** (1996) 309-319.
- 14) K.G.Lamb: Numerical simulations of stratified inviscid flow over a smooth obstacle, *J. Fluid Mech.* **260** (1994) 1-22.
- 15) J.W. Rottman, D.Broutman & R.Grimshaw : Numerical simulations of uniformly strati-

- fied fluid flow over topography, *J. Fluid Mech.* **306** (1996) 1-30.
- 16) 大屋裕二, 小園茂平, 松尾浩一郎, 前田明記: 地面上の2次元半円柱を過ぎる安定成層流の風洞実験と数値解析, 第12回風工学シンポジウム論文集 (1992) 13-18.
- 17) Y.Ohya, S.Ozono & Y.Nakamura: A wind tunnel for studying density-stratified flows, *Atmospheric Environment* **28** (1994) 1895-1900.
- 18) F.H.Harlow & J.E.Welch: Numerical calculation of time-dependent viscous incompressible flow of fluid with free surface, *Phys. Fluid* **8** (1965) 2182-2189.
- 19) H.Suito, K.Ishii & K.Kuwahara: Simulation of dynamic stall by multi-directional finite-difference method, *26th AIAA Fluids Dynamics Conference* (San Diego, 1995) 1-8.
- 20) T.Kawamura, H.Takami, & K.Kuwahara: Computation of high Reynolds number flow around a circular cylinder with surface roughness, *Fluid Dyn. Res.* **1** (1986) 145-162.
- 21) G.S.Janowitz: Stratified flow over a bounded obstacle in a channel of finite height, *J. Fluid Mech.* **110** (1981) 161-170.

