

3次元熱流体数値モデルの独自開発

—山形県置賜地方^{おきたま}の冬季局地風への適用—

高野 哲夫*

1. はじめに

山形県は東北地方南部の日本海側に位置し、県の南部が置賜地方と呼ばれている。冬季の置賜地方は大雪に見舞われ、特に早朝の雪かきは出勤前の重労働である。交通面においても積雪に伴う幅員減少や視程不良、路面圧雪等の悪影響をもたらす。このような冬季の気象特性を予測し、気象情報を通じて地域社会に貢献していくに当たって、冬季の局地気象のメカニズムを解明する事は極めて重要である。

これまで局地風系に対する地形効果と大気安定度の影響に関する研究は広く行われており（例えば、浅井 1996 ; Arakawa 1968 ; 近藤 1994 ; 近藤 2001 ; 山岸 2002等）、特に山形県内については県の北西部の庄内平野における清川だしに関する研究が広く行われている（例えば力石ほか 2006等）。

筆者は長年に渡り、山形県南部の置賜地方における局地風系に対する地形効果と大気安定度の影響を解明するために、独自の乱流数値モデルの構築を試みてきた。まず荒川（1994）と平野（2001）を手引に計算流体力学の基礎理論の検討から始め、簡単な2次元キャピティ流れ（付録にて説明）を数値的に解いた。次に熱エネルギー方程式を加えて2次元熱流動問題を解き、さらに3次元に拡張して簡単な問題を数値的に解いた。続いて数値流体力学編集委員会（1995）を参考に乱流モデルを搭載し、Kim and Moin（1985）を参考にバックステップ流れ（付録にて説明）についての安定的な数値解析を経て、実際の複雑な地形条件を加味した数値モデルに発展させた（高野 2007）。その結果、局地風の数値シミュレーションを試みるまでに至った。本報告ではこの独自数値モデルの概要を紹介する。

現在の天気予報は詳細な気象観測と物理学の法則に基づいた大規模な数値シミュレーション技術に立脚しており、広域的な予報に確かな成果を上げているのは言うまでもない。近年、民間気象会社や建設会社等の間でも独自の気象数値シミュレーションモデルを開発し予測結果を活用する動きが見られている。その多くは航空気象分野をはじめ大規模風力発電に関する適地調査、台風や集中豪雨に関する防災気象情報等、主に都道府県スケール以上の広範囲に渡る大気現象の予測に威力を発揮している。これらの数値シミュレーション技術は、大気現象が様々な要因の複合現象である事に鑑み、多様な要素（パラメータ）を同時に連立して計算しているのが大きな特徴である（高野 2007）。

これに対し本モデルは、解析対象とする問題を局地風系に対する地形効果と大気安定度の影響に特化するべく、熱と流れの力学過程にのみ着目するもの（ドライモデル）とした。具体的には山岳地形の影響については精密・精緻な構造や仕組みで表現する一方、大気場の構造に関しては簡単・単純な構造や仕組みで表現するものとした。これは局地気象を特徴付ける要因の中でも特に山岳地形の影響に注目するためである。すなわち、複雑な局地気象メカニズムの本質を抉り出し、よりシンプルな大気構造の解析モデルを構築し、数値シミュレーション解析を行うものである。

2. 解析モデルの概要

第1表に解析モデルの概要を示す。

本報告では、平野（2001）に倣い乾燥大気場と物性値一定を仮定し、基礎方程式には空間フィルタリングされた非圧縮性ナビエ・ストークス方程式 (1) と熱エネルギー方程式 (2) から成る連立非線形偏微分方程式群を用いた。今回の基礎方程式ではコリオリの力および地球の曲率は考慮していない。

* Tetsuo TAKANO, 日本気象予報士会 東北支部。
© 2009 日本気象学会

第1表 数値モデルの詳細仕様.

項目	仕様
基礎方程式系	非圧縮性ナビエ・ストークス方程式 熱エネルギー方程式
鉛直座標系	直交座標系 (z)
水平座標系	直交座標系 (x : 東西方向, y : 南北方向)
解析対象領域	東西150 km×南北150 km×鉛直4 km (北緯37.4579°~38.7006°, 東経139.1375°~141.0000°)
地形データ	国土地理院・数値地図1 km メッシュより作成
格子構造	等間隔スタaggerド格子 (Arakawa C) 系 ($\Delta x = 2$ km, $\Delta y = 2$ km, $\Delta z = 80$ m)
圧力解法	MAC (Marker And Cell) 法
移流項の計算	3次精度風上差分法
粘性項の計算	2次精度中央差分法
時間発展計算	2次精度アダムス・バッシュフォース法
乱流の扱い	標準型スマゴリンスキーモデル (LES) 温度場0方程式モデル
下部境界条件 (地表面)	水平速度成分: 地表面から上に第1点の速度を第2点の速度の α 倍 ($0 < \alpha < 1$) に減速して与える事で, 擬似的な摩擦を表現 (本研究では $\alpha = 0.53$ を与えた) 鉛直速度成分: 固定 (0 に固定) 温 位: 固定 (θ_0 に固定)
上部境界条件	水平速度成分: すべり境界条件 鉛直速度成分: 固定 (0 に固定) 温 位: 固定 ($\theta_0 + \Delta\theta$ に固定)
側面境界条件 (西)	水平速度成分: 初期条件で固定 (高度 z の一次関数で鉛直プロファイルを表現) 鉛直速度成分: 初期条件で固定 (0 に固定) 温 位: 初期条件で固定 ($z \leq H_0$ では θ_0 , $z > H_0$ では $\theta_0 + \Delta\theta$)
側面境界条件 (北, 南)	水平速度成分: 初期条件で固定 (高度 z の一次関数で鉛直プロファイルを表現) 鉛直速度成分: 初期条件で固定 (0 に固定) 温 位: 開放境界条件
側面境界条件 (東)	水平速度成分: 開放境界条件 鉛直速度成分: 開放境界条件 温 位: 開放境界条件
地中の条件	水平速度成分: 初期条件で固定 (0 に固定) 鉛直速度成分: 初期条件で固定 (0 に固定) 温 位: 初期条件で固定 (θ_0 に固定)

乱流モデルは数値流体力学編集委員会 (1995) を参考に, 標準型スマゴリンスキーモデル (3) (4) (5) と温度場0方程式モデル (6) (7) を適用した.

[標準型スマゴリンスキーモデル]

$$-\overline{u_i u_j} = -2\nu_G \overline{S_{ij}} \quad (3)$$

$$\nu_G = (C_s \Delta)^2 \sqrt{2\overline{S_{ij}} \overline{S_{ij}}} \quad (4)$$

[非圧縮性ナビエ・ストークス方程式]

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

$$\overline{S_{ij}} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right] \quad (5)$$

[温度場0方程式モデル]

$$-\overline{u_i \theta} = \alpha_t \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_j} \quad (6)$$

[熱エネルギー方程式]

$$\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} + \overline{u_j} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_j} = \frac{1}{\text{PrRe}} \frac{\partial^2 \overline{\theta}}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\overline{u_j \theta} \right) \quad (2)$$

$$\alpha_t = \frac{\nu_G}{\text{Pr}_t} \quad (7)$$

[無次元数の定義]

$$\text{Re} = \frac{U_0 H_0}{\nu} \quad (8)$$

$$\text{Fr} = \frac{U_0}{\sqrt{H_0 g \Delta \theta / \theta_0}} \quad (9)$$

ここで、 u_i 、 u_j は速度成分、 x_i 、 x_j は変位、 p は圧力、 t は時間、 θ は温位、 g は重力加速度、 Re はレイノルズ数、 Fr はフルード数、 Pr はプラントル数、 Pr_t は乱流プラントル数、 δ_{i3} はクロネッカーのデルタ、 C_s はスマゴリンスキー定数、 Δ は空間フィルター幅 $(\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3}$ 、 ν は粘性係数、 ν_c は渦粘性係数、 α は熱の渦拡散係数、 S_{ij} は歪エネルギー、 U_0 は代表速さ、 H_0 は代表長さ、 θ_0 は基準温位、 $\Delta \theta$ は温位差であり、変数の上にある“—”は空間フィルタリング処理を表す。

計算スキームは、平野 (2001)、Kim and Moin (1985) を参考に以下のように設定した。

空間差分の格子系には等間隔スタッガード格子 (Arakawa C) 系を使用した。これは圧力、温位等のスカラー量の定義点を格子の中央に取り、速度成分の定義点をこれより各々の方向に半格子分だけずらして定義するものである。

圧力解法にはMAC (Marker And Cell) 法を使用した。これは速度場と圧力場が既知であるとし、この時の運動方程式から導かれる圧力に関するポアソン方程式を解くものである。非圧縮性に伴う音波の取り扱いについては、簡単のため鉛直・水平ともに陽解法を適用する一方、時間刻みを非常に小さく (クーラン数 0.004程度) 設定する事で対応した。

山岳地形はボックスとして表現した。初期条件・境界条件でボックス上の各速度成分を 0 に固定し、内部の温位も θ_0 に固定する事で地形の影響を計算に反映している。また、ボックス内部の圧力に関して特別の拘束等は行わないものとした。すなわち、圧力に関するポアソン方程式を解く際に山岳地形の内外の圧力を区別していない。これは計算安定性を確保するための措置である。

空間差分に関しては、移流項に 3 次精度風上差分法、粘性項に 2 次精度中央差分法を各々使用した。

時間発展には 2 次精度のアダムス・バッシュフォース法 (Kim and Moin 1985) を使用した。いま、この説明のため (1) の移流項、粘性項、レイノルズ応力項を H_i にまとめ、次のように書き直す。

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = H_i - \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{\bar{\theta}}{\text{Fr}^2} \delta_{i3} \quad (10)$$

この時、ある時間ステップ n から次の時間ステップ $n+1$ へと時間進行するに当たって、中間速度 u_i^* を用いて、次のような 2 段階の計算を行うものである。

$$\bar{u}_i^* = \bar{u}_i^{(n)} + \frac{\Delta t}{2} (3H_i^{(n)} - H_i^{(n-1)}) \quad (11)$$

$$\bar{u}_i^{(n+1)} = \bar{u}_i^* + \Delta t \left[-\frac{\partial \bar{p}^{(n)}}{\partial x_i} + \frac{\bar{\theta}^{(n)}}{\text{Fr}^2} \delta_{i3} \right] \quad (12)$$

ここで、 Δt は時間刻み、右上添字は時間ステップを表す。

乱流解法にはラージ・エディ・シミュレーション (LES) を採用し、乱流モデルには標準型スマゴリンスキーモデルと温度場 0 方程式モデルを適用した。

3. 山形県置賜地方の冬季局地風への適応

3.1 数値実験の設定

3.1.1 モデルの設定

山形県の山岳地形を第 1 図に示す。県の中央部に朝日連峰、県の南部に飯豊連峰、そして県の東部に奥羽山脈 (脊梁山脈) が各々連なっている。特に飯豊連峰が 1800~2000 m 級、朝日連峰も 1800 m 級の山々が目立っている。このように複雑な地形が局地的な気象特性を形成している (高野 2007)。

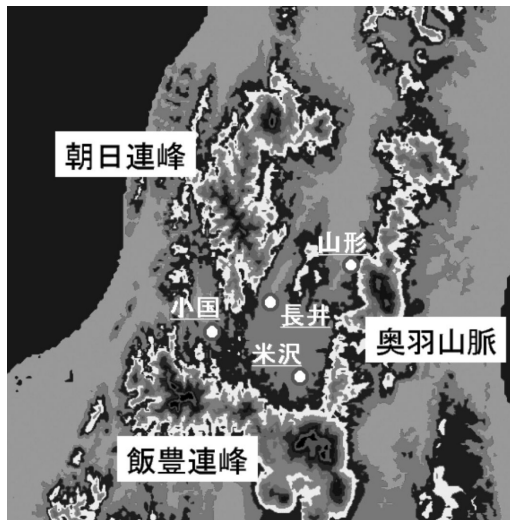
今回の解析対象は北緯 37.4579°~38.7006°、東経 139.1375°~141.0000° の範囲、水平方向のサイズは 150 km × 150 km、鉛直方向のサイズは 4000 m の 3 次元空間を想定し、格子系は一律に水平 2 km × 2 km × 鉛直 80 m の等間隔スタッガード格子とした。

数値モデル地形は国土地理院・数値地図 1 km メッシュを基に作成した。解析対象の 1 km メッシュ標高 (東西 150 × 南北 150 メッシュ) を取り出し、東西 2 × 南北 2 メッシュ毎にメッシュ標高の平均値を求める事で 2 km × 2 km メッシュ標高の数値モデル地形を作成した。

また、数値積分におけるタイムステップ間隔は 1.2 秒とした。

3.1.2 初期条件

第 2 図には本モデルの初期状態の構成を示した。初期状態において、高度 H_0 より下層の温位は θ_0 、上層の温位は $\theta_0 + \Delta \theta$ で各々一様となる二層構造を仮定



第1図 山形県の山岳地形 (高野 2007)。

し、この境界面は逆転層に相当する自由表面として扱うものとした。この大気構造は、安定成層下における山越え気流を検討する際に用いられる解析モデル (例えば Arakawa 1968; 山岸 2002等) を踏襲したものである。ここで H_0 は山形県の主要山脈 (第1図の朝日連峰、飯豊連峰、奥羽山脈) の平均標高を基に 1000 m と設定した。

今回は、冬型の気圧配置形成時における地形効果と大気安定度の影響を検討するためフルード数 Fr の大小の影響に着目し、具体例として $Re=1.67 \times 10^9$ の条件下で $Fr=0.36$ および $Fr=1.01$ の場合を比較した。 Re , Fr の値は、数値積分期間中は一定であるものと仮定して計算した。

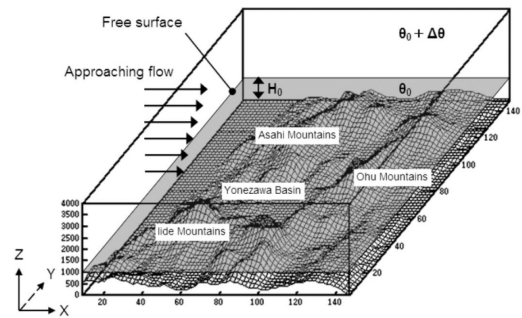
Re の算出は、(8) に次の (13) (14) を用いて特定気圧面のパラメータを適用した。ここで、特定気圧面のパラメータの値には、過去の冬型の気圧配置形成時 (秋田: 1988~2007年の1, 2, 12月の冬型の気圧配置となった日の09時, 計644件) の平均値を適用した。

$$U_0 \cong U_{800} \quad (13)$$

$$H_0 \cong Z_{800} - Z_{1000} \quad (14)$$

ここで、 U_{800} は 800 hPa 面風速、 Z_{800} および Z_{1000} は各々 800 hPa 面および 1000 hPa 面ジオポテンシャル高度を表す。

Fr の算出は、高層気象観測値 (秋田: 2002年1月



第2図 数値モデルの構成 (3次元イメージ図)。

5日21時, 2007年2月11日21時) から, (9) に (13) (14) および次の (15) (16) を用いて特定気圧面のパラメータを適用した。

$$\Delta\theta \cong \theta_{700} - \theta_{900} \quad (15)$$

$$\theta_0 \cong \theta_{900} \quad (16)$$

ここで、 θ_{700} および θ_{900} は各々 700 hPa 面および 900 hPa 面の温位を表す。

接近流は冬型の気圧配置形成時の日本海側の季節風を想定し、 U_{800} を無次元速度 1.0 とした時に海面上で 0.5、上部境界で 2.0 となるような直線状の鉛直プロファイルを有する西北西の水平風として設定した。これは、レイノルズ数の場合と同様に過去の冬型の気圧配置形成時 (秋田: 1988~2007年の1, 2, 12月の冬型の気圧配置となった日の09時, 計644件) の平均的なプロファイルを単純モデル化したものである。

3.1.3 境界条件

各種境界条件については、キャビティ流れやバックステップ流れのように周囲を壁に囲まれた閉空間の流れの場合は明確に定めやすいが、局地気象の場合は開かれた3次元空間から対象領域を切り出し、その周囲の複雑な流れを仮定しなければならない。今回は理想実験のため、全体的な傾向をシンプルに表現した。

下部 (地表面) 境界条件は、地表面摩擦の影響を反映するため、地表面から上に第1点の速度を第2点の速度の α 倍するものとした。この α の値 (本研究では 0.53 を与えた) については、Kim and Moin (1985) を参考に、予めバックステップ流れの試算を行い、実験値との比較を行いながら決めたものを使用した。

上部境界条件として、すべり境界条件を使用した。

これは最上格子点における水平速度成分については拘束せず、鉛直速度成分のみを0に固定するものである。本モデルでは移流項に3次精度風上差分法を用いたため、鉛直速度成分については最上格子点の値を0に固定し、下方に向かって第1点目の値を、第2点目と最上格子点の固定値の中間値になるように定めた。これに伴い地形起因の重力波の上部反射の影響が上部境界近傍の数格子点の範囲で見られた。この点についての対策は今後の課題である。

側面境界条件については、西側面、北側面を流入側、南側面を流出側として各々速度成分を西北西風で固定する一方、東側面は流出口として開放境界条件とした。これは計算領域内が安定的に西北西風の場合として計算される事を意図したものである。固定境界条件の具体的な与え方は、移流項に3次精度風上差分法を用いたため、最外格子点の値を固定し、内側に向かって第1点目の値を、第2点目と最外格子点の固定値の中間値になるように定めた。これに伴い地形起因の重力波の側面反射の影響が側面近傍の数格子点の範囲で見られた。この点についての対策もまた、今後の課題である。

3.2 計算結果

第3図にはアメダス観測値と数値シミュレーション解析による局地風の比較を示した。

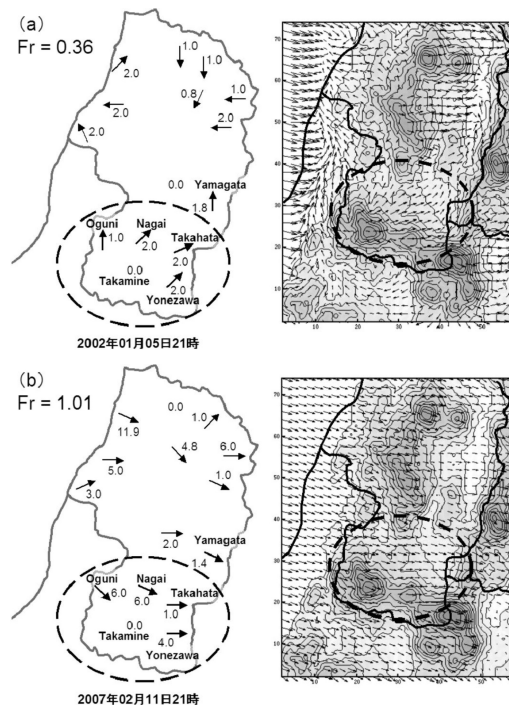
この結果によると、両者共に $Fr=0.36$ (第3図a) では置賜地方で南西の風向が卓越し局地風は季節風とは異なる挙動を示した。一方、 $Fr=1.01$ (第3図b) では置賜地方で西～西北西の風向が卓越し局地風は季節風に沿った流れとなった。ベル型の山岳を乗り越えようとする風の流れが $Fr \gg 1$ の場合は山を越え、 $Fr \ll 1$ の場合は迂回する事が知られているが、この特性が今回の数値シミュレーションでも再現されたものと考えられる。

第2表にはアメダス観測点毎のシミュレーション結果を示した。各地点共に1～4 m/s程度の誤差で良く一致した。

4. 今後の課題と展望

今回の数値シミュレーション解析では1～4 m/s程度の誤差で良く一致した。今後は引き続き格子解像度の微細化と境界条件の最適手法、 Fr や Re 等の条件パラメータの設定手法についても検討して行きたい。

また、局地的な細かい地形効果をより詳細に反映す



第3図 アメダス観測 (左) とシミュレーション (右) の比較。太実線が県境、細実線は等高線、丸枠内が置賜地方、陰影は標高が高い領域を表している。

第2表 アメダス観測点毎のシミュレーション結果。

	(a)		(b)	
	風向	風速 (m/s)	風向	風速 (m/s)
小国	東南東	2.4	西北西	3.2
長井	南	1.6	西北西	1.5
米沢	南	5.7	西	3.9
山形	南南東	4.4	西	3.4

るために、将来的には数10m～数100mスケールの格子間隔での数値シミュレーションを目指して行く一方、様々な気象場を想定し、また具体的な日時を特定した事例解析を通じて事例検証を積み上げて行きたい。

謝辞

この度、本報告の原稿作成に当たり、気象研究所予報研究部の加藤輝之博士と担当編集委員より、御指導を賜りました。今回の投稿は筆者にとって初めての経験でもあり、大変良い勉強になりました。ここに感謝

を申し上げます。また、実際の気象モデルにおける手法等も教えて頂き、今後さらに理解を深め、本モデルに反映していきたいと思ひます。

続いて、本報告の数値モデルに用いた地形モデルの開発には国土地理院の数値地図1 km メッシュを使用しました。また、地上および高層気象観測データには気象庁ホームページに公開されているデータを使用しました。各関係者の皆様に心より感謝申し上げます。

最後に、これまで研究を本務としない環境で、このような挑戦を続けるに当たり、日本気象予報士会の皆様をはじめ、筆者の同僚や関係機関の皆様、友人等からも多大なる御指導や御助言、激励の言葉を頂きました。この場を借りて心より感謝申し上げます。

参 考 文 献

- 荒川忠一, 1994: 数値流体工学. 東京大学出版会.
- Arakawa, S., 1968: A proposed mechanism of fall winds and dashikaze. Pap. Meteor. Geophys., 19, 69-99.
- 浅井富雄, 1996: 気象の教室 2 ローカル気象学. 東京大学出版会, 45-82.
- 平野博之, 2001: 流れの数値計算と可視化—Tecplot で視る流体力学—. 丸善, 208 pp.
- Kim, J. and P. Moin, 1985: Application of a fractional-step method to incompressible Navier-Stokes equations. J. Comput. Phys., 59, 308-323.
- 近藤裕昭, 2001: 応用気象学シリーズ 8 人間空間の気象学. 朝倉書店, 36-71.
- 近藤純正, 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—. 朝倉書店, 261-279.
- 力石國男, 蓬田安弘, 石田祐宣, 2006: 山形県庄内平野の強風「清川だし」の発生機構について. 第19回風工学シンポジウム論文集, 19-24.
- 数値流体力学編集委員会, 1995: 乱流解析 数値流体力学シリーズ 3. 東京大学出版会, 67-96, 223-288.
- 高野哲夫, 2007: 熱輸送を伴う3次元乱流数値シミュレーションを用いた山形県置賜地方における冬季局地風の解析. てんきすと, (48), 8-11.
- 高野哲夫, 2008: 山形県置賜地方における冬季局地風の力学的機構とフルード数の関係. 日本気象学会2008年度秋季大会講演予稿集, P161.
- 山岸米二郎, 2002: 気象予報のための風の基礎知識. オーム社, 178-182.

付 録

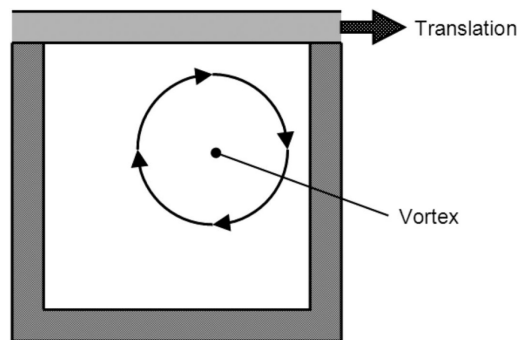
以下、キャビティ流れとバックステップ流れについて補足する。

①キャビティ流れ

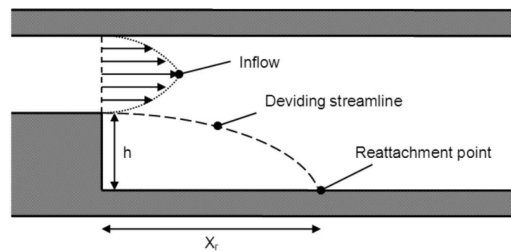
キャビティ流れの概要を第 A1図に示す。これは、上壁面を水平に移動させる事によって正方形容器内に充填された流体が渦を生じる流れである(荒川 1994)。

②バックステップ流れ

バックステップ流れの概略を第 A2図に示す。流れは流入部より十分発達した状態であり、ステップを通過して剝離を起し、床面に再付着した後に発達して流出部に至る。バックステップ流れは、再付着長さ X_r がレイノルズ数に依存するため、数値計算の動作確認には優れたテスト・ケースとして多用されている(Kim and Moin 1985)。



第 A1図 キャビティ流れの概要。



第 A2図 バックステップ流れの概要。h はステップ高さ、 X_r は再付着長さ。