

特集 「数値解析技術」

気象モデルによる小規模突風および地形性強風のシミュレーション

大塚 清敏

Simulations of Microburst and Strong Downslope wind with a Meteorological Model

Kiyotoshi Otsuka

Abstract

Applications of a meteorological model to wind engineering are presented. Following descriptions of the model, some results of simulations of isolated wet-microburst and downslope wind are shown. A comparison of the surface wind speeds of microbursts over flat and hilly terrains indicates that the speed-up ratios of microburst flows are generally smaller than those of synoptic boundary layer flows. Through simulations of thunderstorm outflows, it is revealed that the updraft that precedes the passage of the gust front has significant strength at a height of several hundred meters above the ground, which is an altitude similar to that of construction sites of super-high-rise structures. With regard to topographically induced strong winds, we have simulated two severe wind damage events that occurred in western Japan as a result of typhoon TOKAGE, and we discuss the mechanism of these topographic winds

概 要

気象モデルは、空気の圧縮性や密度成層、地球の自転の効果、大気中での雲の生成や放射伝達を含む計算流体モデルである。建設分野でも最近活用されるようになってきており、当社は独自に開発した気象モデルを用いて強風の解析、都市の熱環境、風力発電計画など多様な対象に適用してきた。本論文では特に、下降気流型の小規模突風および地形に強制された強風の解析結果を示す。マイクロバーストの地形影響評価では、丘陵越えによる風速増加が境界層流のそれに比べて小さいことを、また雷雲外出流の解析では超高層建設現場など地上高度が高いところでの突風前線の通過に伴う特徴的な風況変化を示した。地形性強風については、2004年の台風23号の通過による佐賀県で発生した集中的な風害発生がおろし風によるものであることを示し、また、同じ台風が岡山県津山地方に引き起こした広範な倒木の衛星画像とモデル解析との整合性を示した。

1. はじめに

日本は地理的な条件により緯度のわりに季節の寒暖の変化が激しく、台風や低気圧・前線の通過にも見舞われる。こうした気象条件に地形の複雑さが加わり、気象災害が世界的にも多い国のひとつである。建設分野では風、降雨、温度などの気象条件は多くは設計時に想定する外力として扱われる。例えば建物の耐風性の検討では、想定すべき風速の全国分布図、基本風速マップが作成され¹⁾、それを参照して設計風速を決めることになる。しかし、基本風速マップは気象台の強風観測記録をもとにしており、気象台以外の地点の風速は空間的な内挿補間によっている。そのため、立地によってはそれだけでは十分でなく固有の周辺状況を考慮した検討が必要となる。台風の上陸数が気象庁記録で過去最多であった2004年には、地域特有の地形に強制された強風被害が目立った。最近ではまた竜巻やダウンバーストなど小規模な突風現象による建物や人的被害の報告が増加傾向にある。2008年7月には都内でダウンバーストが発生し建設現場に被害が出た²⁾。これらの強風は基本風速マップなど、いわば基・規準的な情報では十分に捉えきれない部分がある。そうした問題では、現象を直接的にシミュレーションする気象モデルが有効な解析手段となる。工学的な流体モ

デルとの大きな違いは、気象モデルは温度成層や加熱・冷却などの熱の効果を大幅に考慮している点である。

気象モデルは、最近では工学分野での活用が増え、そのうち建設分野では建物の耐風性検討・強風被害の原因分析における外力想定、都市の熱環境、風力エネルギー予測など適用可能範囲が広い。当社では圧縮性と密度成層を考慮した数値気象モデルを開発しこれらの問題にこれまで適用してきた³⁾。本論文では最近社会的な関心を集めている小規模な突風および地形性の強風について解析事例を紹介する。都市の熱環境に関しては、本所報の数値都市気候モデルAppiasの気象モデル部分に適用している⁴⁾、それを参照されたい。

第2章では気象モデルの支配方程式と解法についての記述を示す。

第3章では下降風型の突風について、マイクロバーストおよび雷雲外出流のシミュレーション結果を示す。都市域のように地面摩擦が大きいところでは竜巻は起こりにくく、むしろダウンバーストのような下降風型の突風が問題となる。短時間豪雨などの顕著現象が増える傾向にあるため、こうした突風の基本的な性状を明らかにしておく必要がある。また、最近では地上300mを超える建設現場も出現したが、そのような高所の現場では雷雲から噴出す厚さ500~1000mの外出流やその先端(突風前線、

ガストフロント)の通過の影響を大きく受ける。ガストフロント通過時の高所の風速変化は、既往研究ではほとんど取り扱われていない。

第4章では地形性の強風の解析結果を示す。2004年の台風では地形的に強制された強風被害が多く報告された⁵⁾。被害が特に多かった大型の台風0423号について、佐賀県小城町に集中的な強風被害をもたらした風について、気象モデル解析による風速の分析結果を示す。この台風はまた、岡山県津山盆地に広範な強風被害をもたらし、一般の建物や工場施設に大きな被害を与えた。このときの地形性の強風の機構について筆者は既にいくつか報告している⁶⁾。この事例では広範囲で風による倒木が発生し、人工衛星の観測により倒木の空間分布がとらえられている。このようなデータは、通常困難な気象モデル解析結果の面的な分布の新たな検証手法として活用できる。そのため、ここでは数値解析による風速分布と衛星観測された倒木分布との対応の状況を示すことにした。

最後に第5章ではまとめと今後の展開について示す。

2. 数値気象モデルの記述

2.1 支配方程式系

モデルの支配方程式系は大気の運動を記述する部分と雲や雨の生成など大気内部で生起する物理現象をモデル化する部分とからなる。気象学では慣例的に前者を力学フレーム、後者を物理過程のパラメタリゼーションと称している。気象モデルの力学フレームは、地球自転の効果を含み回転座標系上での圧縮性・成層流体の方程式系で運動量、圧力、および熱量の保存式からなる。圧力の保存式は理想気体の状態方程式と熱量保存と組み合わせで質量保存に帰着される。物理過程のパラメタリゼーションには乱流過程のモデル化、大気中の水分量の相変化や雲・雨の生成・落下が含まれ、支配方程式は乱流エネルギー、大気中の水分量(水蒸気、雲粒子、雨滴)の保存式からなる。当社の気象モデルは液相雲のみを含んでいる。これらの保存式に太陽や赤外放射の伝達による加熱・冷却効果が加わる。支配方程式系をベクトル形式で書くと次のようになる。

(運動量の保存式)

$$\begin{aligned} \partial_t \mathbf{U} + C_p \theta_0 \nabla \pi_1 = & -\mathbf{U} \cdot \nabla \otimes \mathbf{U} + f \mathbf{k} \times (\mathbf{U} - \mathbf{U}_g) \\ & - C_p \theta_1 \nabla \pi_1 + \text{Div}(\mathbf{D}) + [(\theta - \bar{\theta}) \bar{\theta}]^{-1} \\ & + 0.61(q_v - \bar{q}_v) - q_c - q_r] \mathbf{g} \end{aligned} \quad (1)$$

(圧力の保存式)

$$\begin{aligned} \partial_t \pi_1 + (C_p \theta_0)^{-1} (C_s^2 \nabla \cdot \mathbf{U} + \mathbf{w} \mathbf{g}) = & \mathbf{U} \cdot \nabla \pi_1 - (\gamma - 1) \pi_1 \nabla \cdot \mathbf{U} \\ & + (C_p \theta)^{-1} (\gamma - 1) \pi \dot{Q} \end{aligned} \quad (2)$$

(熱量の保存式)

$$\partial_t \theta_1 = -\mathbf{U} \cdot \nabla \theta_1 - \nabla \cdot \mathbf{H} + \dot{\theta}_{*1} \Big|_{\text{phase-change}} \quad (3)$$

(乱流エネルギーの保存式)

$$\partial_t e = -\mathbf{U} \cdot \nabla e + P_b - P_s - \nabla \cdot \mathbf{F}_e - C_e l^{-1} e^{1.5} \quad (4)$$

(水蒸気混合比の保存式)

$$\partial_t q_v = -\mathbf{U} \cdot \nabla q_v - \nabla \cdot \mathbf{F}_{qv} + \dot{q}_{v*} + E_r \quad (5)$$

(雲粒混合比の保存式)

$$\partial_t q_c = -\mathbf{U} \cdot \nabla q_c - \nabla \cdot \mathbf{F}_{qc} - \dot{q}_{c*} - A_r - C_r \quad (6)$$

(雨滴混合比の保存式)

$$\begin{aligned} \partial_t q_r = & -\mathbf{U} \cdot \nabla q_r - \nabla \cdot \mathbf{F}_{qr} - \bar{\rho}^{-1} \partial_z \bar{\rho} V_r \\ & - E_r + A_r + C_r \end{aligned} \quad (7)$$

紙面の節約のため局所時間微分は ∂_t で略記した。ここで、太字はベクトルを表している。式中に現れる \cdot はベクトルの内積、 \times は外積である。 \otimes はベクトルのテンソル積、 ∇ は勾配演算子、 $\text{Div}(\mathbf{D})$ は2階の乱流応力テンソル \mathbf{D} のテンソル場の発散である。 $\bar{\theta}$ など上付きの横棒は水平方向の平均を示している。 \mathbf{U} , π , θ , e , \mathbf{g} は、それぞれ風速ベクトル(m/s)、無次元化圧力、温位(K)、サブグリッドスケールの乱流エネルギー(kg²/m²/s²)、重力加速度ベクトル、 f および \mathbf{U}_g は地球自転のコリオリ因子(1/s)、地衡風速(m/s)、 \mathbf{k} は、地面に垂直な単位ベクトルである。式(2)の w , g , γ は風速の鉛直成分(m/s)、重力加速度(m/s²)および比熱比(C_p/C_v)、 C_p , C_s は、それぞれ定圧比熱(J/kg/K)、音速(m/s)を表している。 q_v , q_c , q_r は順に水蒸気、雲粒、雨粒の混合比(kg/kg)を示す。 \mathbf{H} は乱流熱フラックス、 \mathbf{F}_{qv} , \mathbf{F}_{qc} , \mathbf{F}_{qr} はそれぞれ乱流による水蒸気、雲粒、雨粒のフラックスである。 \dot{q}_{v*} は過飽和状態で起こる水蒸気から水滴への相変化速度(kg/kg/sec)で、熱量の式(3)の右辺第3項はそれに対応した相変化潜熱の放出による温位変化率である。また、 A_r , C_r , E_r は、液相雲の微物理を表し、 A_r は水蒸気から雲へ、 C_r は雲から雨滴へのそれぞれ変化率(kg/kg/sec)を、 E_r は不飽和部分での雨滴の蒸発率を示している。式(1)右辺の[]内は浮力項で温度浮力と水分量の重さによる浮力の両方の効果を表している。式(4)の P_b および P_s は、乱流エネルギーのせん断と浮力による生成率を、右辺最後の項は散逸率を表している。上記の式で乱流過程のモデル化はDeardorff⁷⁾、液相雲の水分量収支式の定式化はKlemp and Wilhelmson⁸⁾によっている。

2.2 数値積分の方法

支配方程式は、地形に沿った地形準拠座標系に変換され、ベクトル量の法線成分を格子ボックスの側面中央に、スカラー量を格子ボックスの中心に配置したスタガード格子上で離散化され数値的に積分される。全ての変数は静水圧平衡にある静止大気（基本状態）に関する成分とそれからのずれの成分とに分解し、ずれの成分について積分を行う。(2), (3)式中の添え字0および1は圧力 π , 温位 θ などの熱力学変数の基本状態とそれからのずれの成分を表している。熱力学変数で添え字のないものは両者の和である。空間微分の離散化は全て2次精度の中心差分とした。支配方程式系は圧縮性のある流体方程式なので、気象現象の解析には不要な音波が解に含まれるが、各項のスケールアナリシスを行って、式(1), (2)の左辺の音波の発生に寄与する項は短い時間刻みで、音波の発生に寄与せず気象的に意味のある現象を表現する各式右辺の項は長い時間刻みで積分するtime-split法を採用し陽解法によって積分する。ただし、鉛直方向に伝播する音波成分は陰解法で解いた⁸⁾。

3. 下降突風のシミュレーション

3.1 湿潤孤立マイクロバースト

3.1.1 平坦地形上のマイクロバースト まず、モデルの挙動の確認を行うため平坦地形上の孤立マイクロバーストの計算を行った。計算領域は東西×南北×鉛直=10km×10km×15kmの直方体領域とした。格子間隔は水平方向には一様100m×100mとし鉛直方向には可変で(地面付近で細密 $\Delta z=20m$)とした。親雲は扱わず領域中央 $((x, y)=(0, 0))$ の高さ3kmを中心に、回転楕円体面の雨滴等混合比面をもつ雨滴発生域を外力として設け、その落下と蒸発冷却(式(7)右辺第3, 4項)によりマイクロバーストを発生させる方法をとった。周辺大気は水平一様の静水圧平衡にある静止大気とし、地上~2kmまでが相対湿度30%の中立成層大気、その上が相対湿度65%の安定成層大気(気温減率 $-6.5K/km$)の鉛直構造を仮定した。

Fig. 1 はマイクロバーストの発達の時間変化を1分毎にみたものである。等値線は温位(K)を表している。落下する降雨の蒸発による冷却で噴流の部分は周囲より温度が低い。マイクロバーストの発達のいくつかの基本的な特徴が再現されている。雨滴の重量による下向き浮力に起因する初期の下降流、下降流の地面への衝突と冷気の水平方向への広がり、突風の先端での水平な軸をもつ渦の形成などである。Fig. 2 は下降気流の中心から2km離れた地点の地上10mにおける風速と温位の時間変化を示している。風速の急速な立ち上がり、それに伴う温位の低下が再現されている。Fig. 3は、下降流の中心軸に沿った $t=10min$ における温度低下量と風速の鉛直成分の分布を示す。初期大気の設定で示された高度2km以下の湿度の低い気層で雨滴の蒸発冷却が促進され、下降気流が強化されていることがわかる。マイクロバーストの性状は、気温低下量 ΔT と左右に広がる突風の最大風速の差

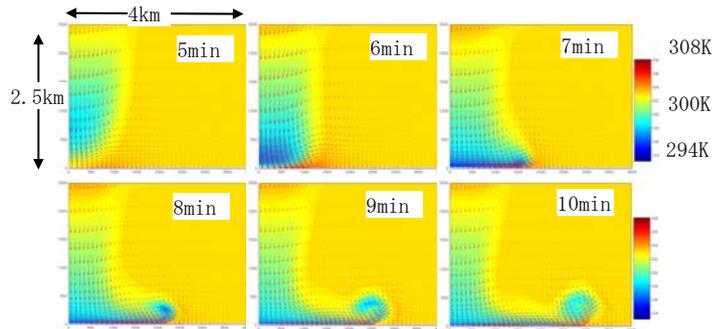


Fig. 1 マイクロバーストの発達
Development of an Isolated Wet Microburst

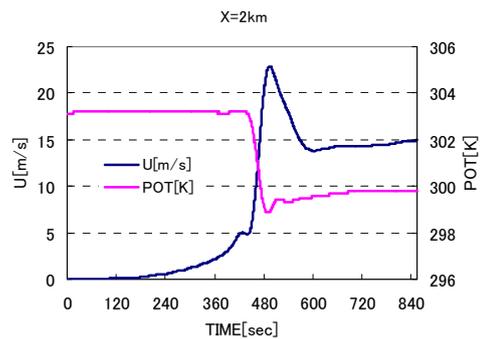


Fig. 2 風速と温位の時間変化
Temporal Variations of Wind Speed and Potential Temperature

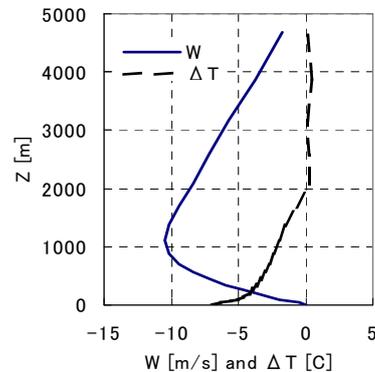


Fig. 3 下降流中心軸上の温度低下 ΔT と鉛直風速w
Temperature Deficit and W-velocity along the Vertical Axis of the Downdraft

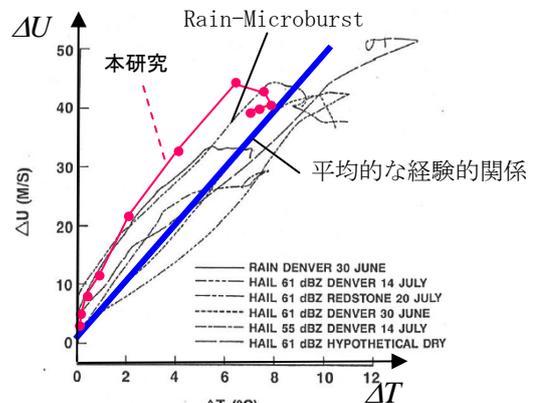


Fig. 4 気温低下とウィンドシアアーの関係
Relationships between Temperature Drop and the Maximum Wind Speed Differences across a Microburst

ΔU (ウィンドシア) で特徴づけられる。Fig. 4に、米国での観測から求められた ΔT と ΔU の経験的な関係式、およびProctor⁹⁾による、軸対象2次元計算例と本研究とを比較したものを示す。本研究で用いたモデルは雹やあられなどの氷粒は含んでいないが、Proctorの氷粒なしのケースと類似した結果となった。マイクロバーストは直接的な観測が少なく限られた検証しか出来ないが、ここでの比較はモデルの挙動の妥当性を示すといえる。

3.1.2 地面起伏に対する風速増加 報告事例の多い米国でのマイクロバーストは平坦な地形におけるものが多いが、わが国は起伏に富むためOhno¹⁰⁾らが示しているような丘陵地帯での発生が少なくない。そこで、マイクロバーストによる地上風速に対する地形の影響について検討した。ここでは2次元丘陵(以下2Dと略記)、および3次元孤立峰(以下3Dと略記)に関する結果を示す。2Dは中心軸が $x=2\text{km}$ で y 方向の走行を持つとした。3Dは x 軸上 $x=2\text{km}$ の位置に中心を持つ円柱対称とした。地形断面はいずれも半幅値500mのベル型とした。

Fig. 5は高さ300mの2Dを、吹き出しの前面が越える時点における様子を示したものである。この程度の丘陵は容易に越えることがわかる。Fig. 6は、Fig. 5と同じ時刻における x 軸上の地上10mの風速水平成分で太い実線は地形なしの場合である。2D(高さ100, 300, 500mの3通り)では地形なしの場合と比べ、ピーク風速の大きさが20~40%増であり、高さ300mの3Dは同じ高さの2Dと同程度である。この値は、境界層流の丘越えにおける地上風速の増加率90~120%より小さい。Fig. 7は同時刻における水平風速の鉛直分布を平坦、2D(300, 500m)について示している。平坦地形に対する顕著な風速増加は地上数10m以下の低い範囲に限られ、上空では風速が低下している。丘越えの際の風速増加率は境界層流の場合より小さい値が得られた。これは厚さが有限で風速の極大が低空にあるというマイクロバーストの吹き出し流の性質に関係していると思われる。

3.1.3 実地形上の解析例 Fig. 8は、Ohno¹⁰⁾によって観測や現地調査の状況が示された岡山ダウンバーストの解析を行った結果得られた1分毎の発達過程である。発生当日(1994年6月27日13:40頃)の現地に最も近い高層観測である高松の風向・風速、気温の高さ分布を初期条件とし、ダウンバースト着地点についての目撃情報をもとに、その地点上空に降雨による下降気流の発生源を設けた(Fig. 8の▽)。Fig. 8の左の列は地上10mにおける風速分布、右側は左列最上図の一点鎖線上の東西一鉛直断面内の東西風速成分と風速ベクトルである。初期条件で設定された雨滴は周囲の空気と共に自重で落下すると同時に、その一部の蒸発冷却による下向き浮力で下降気流が強化され、下降気流は着地と同時に突風となって水平方向に広がる。左列では、もとからある環境場の風速は地上10mで5m/s程度であり青系統の色で示されている。丘陵の頂上付近で明るい色になっているのは地形性の風速増加部分である。ダウンバーストによる強風の広がりには赤い色

で示され、上から4番目が風速の最盛期で、水平風速は30m/s程度に達している。高層観測データによって与えられた上空の北西よりの一般風の影響を受け、図で右向きに当たる風下側に強風域が張り出す形で広がっている。周辺の山稜にも強風が駆け上がっており、同時に山稜の南で風速の極大がみられる。図中の黄色線内で多数の電柱の倒壊が発生しており顕著な被害の範囲と強風範囲がよく対応している。Fig. 8の右列ではダウンバーストの着地点の東側、つまり、ダウンバーストによる風速と一般風の風向とが向きを同じくする側で風速が大きくなっているのがわかる。多数の電柱の倒壊もこうした、着地点より東側の強風域で起こった。

3.2 雷雲外出流と高所施工現場風況の推定

3.2.1 背景 雷雲外出流はマイクロバーストと同様に雷雲からの雨滴の落下に伴う下降気流が雲外に広がり出

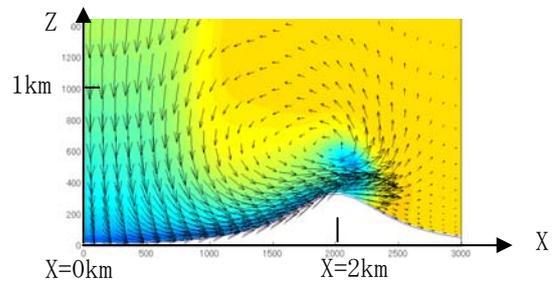


Fig. 5 丘陵を越えるマイクロバースト吹き出し流
Microburst Outflow Passing over a Low Hill

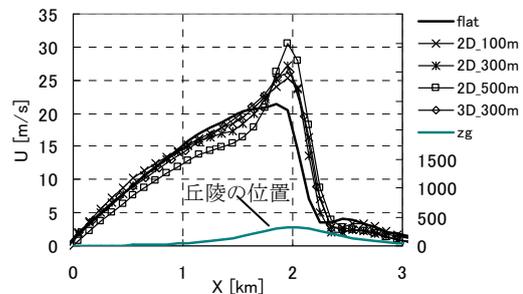


Fig. 6 地上10mにおける風速分布
Distribution of the Wind Speeds at 10m a.g.l

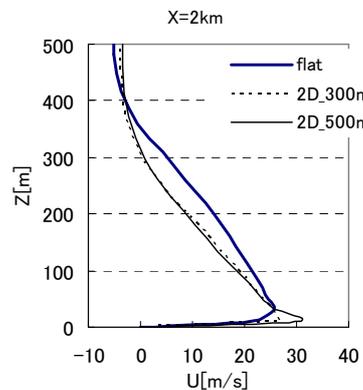


Fig. 7 山頂位置における水平風速の高さ分布
Height Distribution of the Wind Speeds at the Center of the Idealized Mountain Ridge

たものである。日常的には夕立の直前の冷たい風の急速な吹き出しとして経験される。マイクロバーストのように局在化された強風ではないが、気流の層厚が大きく10名の死傷者が出た2008年7月27日の福井県敦賀市での仮設テントの事故¹¹⁾のように強いものは強風被害をもたらす。外出流は層厚が大きいので、第1章で述べたような高所現場への影響も重要である。雷雲外出流の数値解析的研究はDroegemeiner and Wilhelmson¹²⁾(DW87と略記)の他は非常に少ない。ここでは超高層現場など、高所における雷雲外出流の突風前線通過の際の風の性状について解析した結果を示す。

3.2.2 解析条件 計算領域は東西×鉛直=40km×15kmの2次元領域とし800×60の直交格子に分割した。水平格子間隔は50mである。親雲は扱わず計算領域中央の高さ3kmに中心をもつ楕円型の雨滴発生域を外力として設け、降雨の落下により外出流を発生させる方法をとった。周辺大気は水平一様の静止大気とし、鉛直構造は地上~2kmまでが相対湿度30%の中立成層大気、その上が相対湿度65%の安定成層大気(減率-6.5K/km)とした。

3.2.3 解析結果 降雨強度は蒸発冷却による外出流の主要部と周囲との間の温度差が10K程度になるように調整した。Fig. 9は外出流の伝播の状況を温度で示したものである。青い点は雨滴の混合比 q_r が 1×10^{-4} kg/kgを越える範囲で降雨に対応する。外出流の部分は突風の前面ではソレノイド効果による渦の生成が見られる。こうした特徴はDW87の数値解析結果や重力流の水槽実験とよい対応をしている。計算で得られた突風前線の移動速度は約17~18m/sであり、外出流の主要部の厚さ H =約500m、周囲との温度差 $\Delta \theta = 10$ Kの重力流のときの前線の進行

速度 $V = (2gH \Delta \theta / \theta)^{1/2} = 15$ m/sとよく対応している。Fig. 10は、 $t=400$ secにおける鉛直風速と水平風速の鉛直断面内の分布である。図から突風前線が通過する際には、高所でははじめ強い吹き上げがありその直後に強い横風が来ることがわかる。Fig. 11は降水シャフトから8kmの地点の地上400mにおける水平・鉛直風速の時間変化を示すが、突風前線通過直前に10m/s程度の上昇風があり、そ

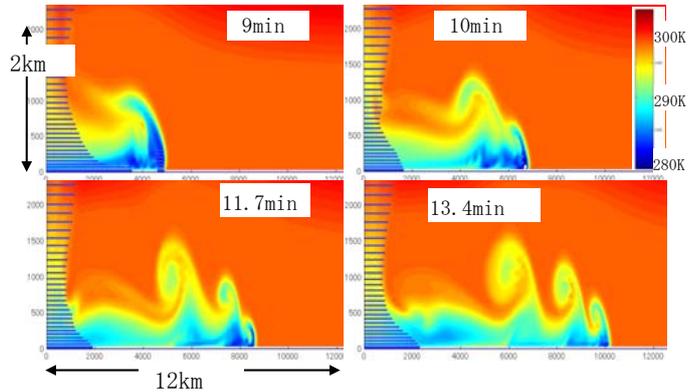


Fig. 9 雷雲外出流の発達
Development of Thunderstorm Outflow.
Contour represents Potential Temperature.

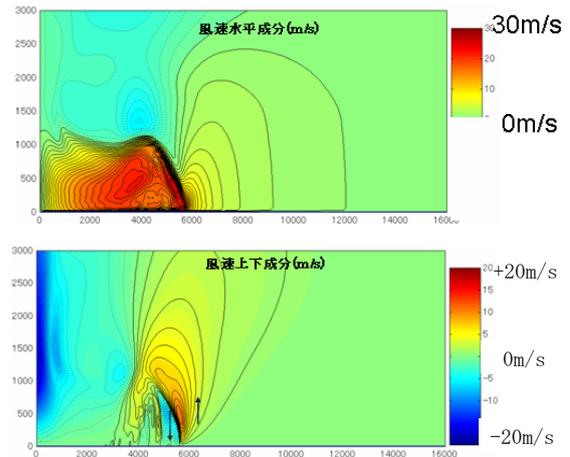


Fig. 10 雷雲外出流の水平および鉛直風速 ($t=400$ s)
Horizontal and Vertical Components of
Thunderstorm Outflow

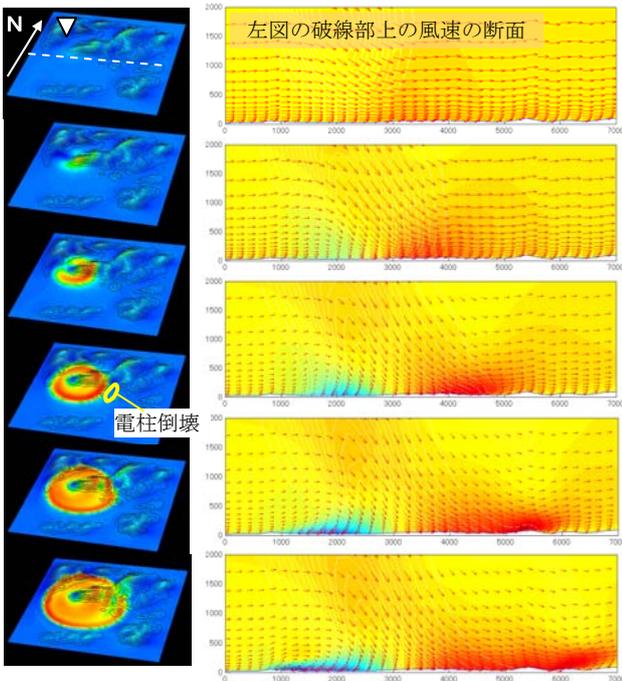


Fig. 8 実地形におけるダウンバーストの発達
Horizontal Wind Speed of a Developing Downburst
over the Region to the East of Okayama City

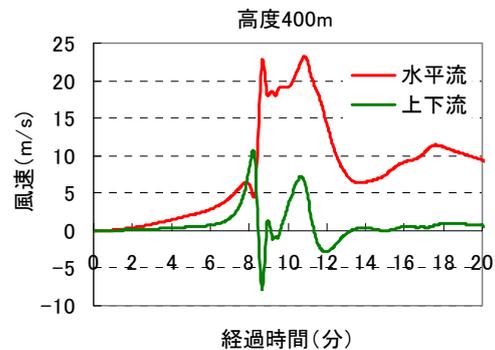


Fig. 11 水平および鉛直風の時間変化 ($X=8$ km)
Temporal Variations of the Horizontal and
the Vertical Winds at $X=8$ km.

の直後に20m/sを超える横風が吹いている。図示しないが地上の風速変化と比較すると前線通過時の顕著な鉛直流が特徴的である。2008年の夏に多発した雷雨には、本研究の想定のような10℃程度の温度低下が記録されており解析もそうした条件に合わせてあるが、ここで得られた結果から高所現場では雷雲からの外出流の通過に伴い10m/s程度の上下流が生じることが推定される。

4. 地形性強風の解析

4.1 佐賀県小城町の強風被害に対する地形性強風

4.1.1 被害の概要と既往の解析例 台風0423号は近年の中では大型で、進行方向左側のいわゆる可航半径側での大雨や地形性の強風の被害も多かった。友清¹³⁾らは台風進路から北西に約300km離れた佐賀県小城市付近における強風被害の集中を報告し、九州内の高压線鉄塔を利用した風観測ネットワークNeWMeKのデータ解析や被害調査から同市北方にある天山からのおろし風によるものである可能性を示し、工学的CFDモデルで強風の再現を試みている。卓越風向の北北東の流入風に対し流入気流の全層にわたってフルード数一様の条件で解析を行ったが、天山南麓の強風を十分に再現できなかった。友清らの数値実験では次節に示すような当日の気流条件を十分に考慮していないことと、おろし風を再現するには計算領域広さ高さともに小さすぎたことが原因といえる。そこで、本研究では現実の気温や風速分布を考慮した解析を行い天山の地形影響について考察を行った。計算領域は佐賀県全体を含む東西×南北×高さ=160km×160km×18kmとし、格子間隔は水平方向1kmで鉛直方向は可変で20m~500mとした。

4.1.2 当日の大気の状態 近隣の上空気象データとしては、福岡の高層観測 (Fig. 12, 15時の風向風速, 09h, 15h時の温位) および熊本のウィンドプロファイラ (Fig. 13, 09~15時の間の1時間毎の風向風速分布) がある。15時の風速は、福岡、熊本いずれも高度2kmあたりに風速35m/s程度のピークをもつ北~北北東の風であり、高度3-4kmより上空で10~20m/sに減少している。風向は、Fig. 13にあるように高度2kmより上空で東よりから西よりに時間とともに変化し、午後の時間帯は上空ほど西よりの風になる分布をしている。15時の風向分布は福岡のそれに近い。Fig. 12の温位分布では15時において高度3km付近の強安定層が顕著であるが、これは風速が減少し風向変化が大きくなり始めるのと同程度の高度である。このことは低空における北側からの台風への吹き込みが、相対的に冷たい空気をもたらしているためであると考えられる。こうした風向風速のいわば2層構造や強安定層の存在が天山の地形影響に深く関係している。NeWMeKから推定される被害域の強風の最盛期は12~13時でそのころ台風は日向灘にあったが、台風の規模が大きかったことから、福岡および熊本の高層観測は佐賀付近の大気状態の目安も与えると考えられる。

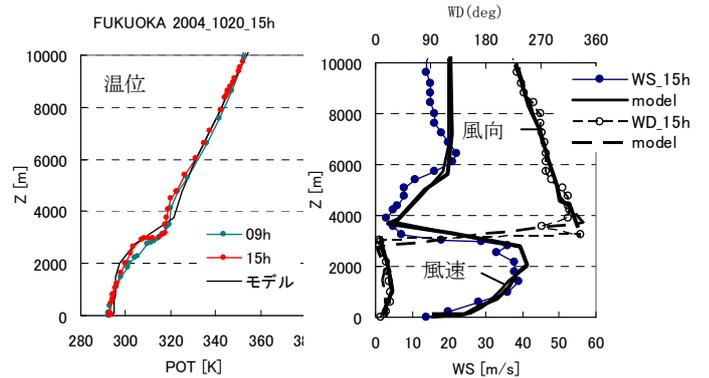


Fig. 12 福岡高層観測 (2004/10/20,) Upper Soundings of Wind and Potential Temperature at Fukuoka

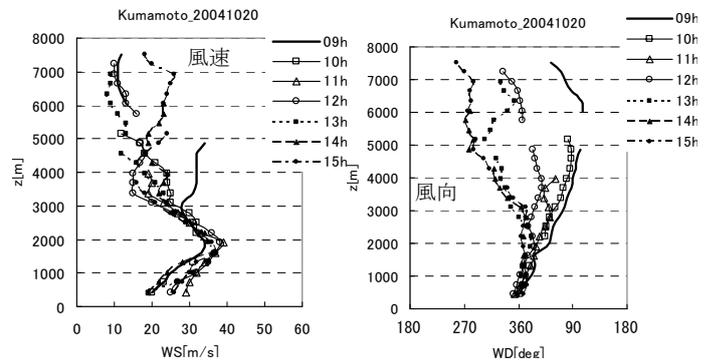


Fig. 13 ウィンドプロファイラ風観測 (熊本) Wind Profiler Observations at Kumamoto

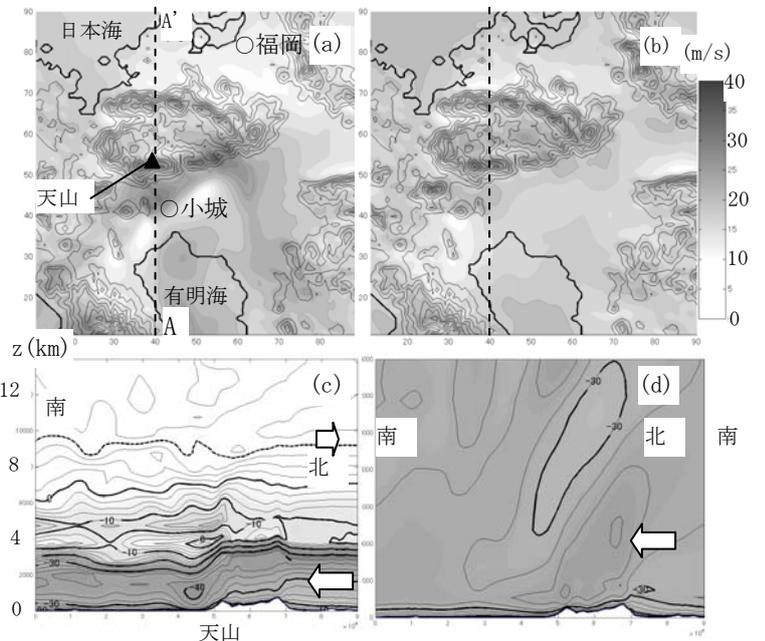


Fig. 14 地上10mの風速((a), (b))および A-A' 上の風速南北成分の鉛直断面 ((c) (d))

Wind Speed at 10m a.g.l ((a),(b)), the Southerly components of Wind in the Vertical Plane along the line A-A' ((c),(d)).

4.1.3 解析結果 風と温度が同時に観測されている福岡の15時の高層観測を初期条件とする計算を行った。温位

分布が09時と15時との間で大きく違ってないこと、また、ウィンドプロファイラでも13~15時の間は風向風速に大きな変化がないことから、福岡の15時の分布は小城市付近の風の最盛期の上空風条件を近似的に表しているものと思われる。Fig. 14(a) に地上10mの風速分布を示す。天山の南側麓の平野部に風速の大きな領域があり、友清ら¹³⁾ (の図3) の被害域とよく対応している。風速は天山の稜線上と同程度である。Fig. 14(c) は、A-A'の鉛直断面内の風速南北成分を示す。天山の南側で上空の高風速の部分が地上付近に降りており、上空4km付近に低風速部が形成されている。これはおろし風に特徴的な臨界層とみられ、現地の強風は天山のおろし風であったといえる。

友清ら¹³⁾ は、 $Fr=1.6$ に対して天山による内部重力波の発生を得ている。確かに福岡の高層観測では地表~高度3kmの平均の内部 Fr 数は2.0程度であり $Fr=1.6$ に近い。そこで、風向が上空まで一様に北北東で境界層より上空が35m/s、温位分布が福岡の15時の観測に従う流入気流に対する計算を行った。Fig. 14(b), (d)にそれぞれ地上10mの風速分布、A-A'における風速南北成分の鉛直断面を示す。内部重力波は発生しているが地上風速は山稜上で大きく山麓には顕著な風速増加が認められない。

山越え気流の性質は大気安定度と風向風速の鉛直分布で特徴づけられるため、より現実的な条件を課すことで、地形性強風の再現性の向上が大きくはかられる。

4.2 広戸風による倒木分布と強風域との対応

4.2.1 倒木被害の概要 台風0423号は岡山県津山盆地に広大な範囲の建物破損や風倒木などの強風被害をもたらした。倒木はほとんど風によるもので北東向きの斜面で多いとされる¹⁴⁾。Kataoka等¹⁵⁾は観測衛星のASTERセンサの画像解析から倒木分布の検出を行い、倒木と斜面方向との関連性を指摘した。強風の最盛期には風向が北~北東で津山盆地の複数の観測地点では10m/sを越える風が10時間近くわたって観測された。複雑地形では風は地形の影響を大きく受けるため、倒木分布は地形影響を受けた風速分布と深く関係していると考えられる。ここでは気象モデル解析で得られた強風範囲と風速場と倒木範囲との対応関係を調べた。

4.2.2 解析条件 計算領域は津山盆地を含む東西100km×南北150km×高さ15kmの範囲とした。水平分解能は1kmで初期条件として2004年10月20日17時の鳥取ウィンドプロファイラ、同日15時の米子高層観測の温位分布を用いた。計算は場が定常に近づくまで行った。境界層内は上述の高層観測プロファイルに鉛直1次元モデルを用いて境界層を発達させたものを用いた。

4.2.3 結果 Fig. 15は地上10mにおける風速分布と倒木分布を重ねたものを示す。濃い青の実線で示された細かい多角形群が衛星から得られた倒木の分布である。風速の高い範囲は図の中央にある標高1,240mの那岐山の山稜

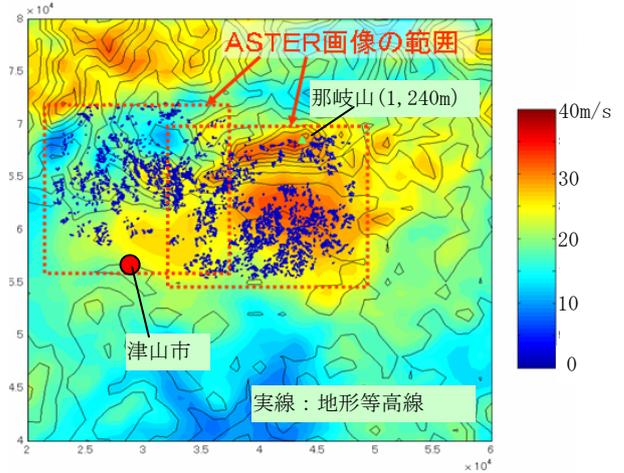


Fig. 15 地上10mの風速分布と倒木分布
Horizontal Distribution of the Simulated Wind Speed at 10m a.g.l and the Wind-Induced Fallen Trees.

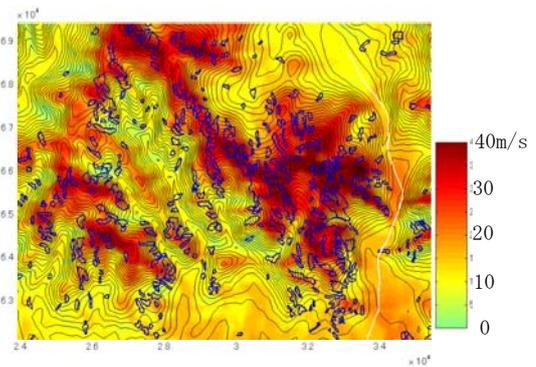


Fig. 16 気象モデル-工学モデル結合解析による風速の詳細分布と倒木分布
Distribution of the High-resolution 10m-Wind Speed Obtained by a Coupled Meteorological and Engineering CFD simulation. Blue open Polygons indicate Wind-Induced Fallen Trees derived from Satellite Data.

だけでなく、南麓の盆地全体に広く分布している。こうした強風分布の出現の機構については、安定度や風向・風速の高度分布のような気流の特徴的な鉛直構造と地形とによって引き起こされた大規模なおろし風であることが筆者によって示されている⁷⁾。そのため、解析による強風域と倒木範囲との対応に関心を絞ることにする。

Fig. 15の点線内は衛星画像の範囲であるが、倒木の範囲と解析で得られた強風範囲は全体的に対応が極めてよい。那岐山の南山麓とその南の盆地との間に風速がやや弱い領域があるが、そこでは倒木も少なくなっている。このあたり全体的に森林で覆われているが、森林があるにもかかわらず倒木が少ないということになる。解析では那岐山の南山麓では、河川に設けられた堰を水が越えるときのように、北から吹く風が那岐山頂を越えたあたりで一旦地面から離れることで地上付近の風速が相対的に弱まり、山腹の南側で再着地して再び強化される様子が得られている。実際にもそうした現象が起こったため、倒木分布のギャップができたものと思われる。津山市の

北方の山岳地域で風速はやや小さいが倒木が多く見られる。これは、気象モデル解析の格子間隔では再現できない小規模な尾根や谷が多く、それらによる風速の増減をここで用いた気象モデルの分解能では表現できないことと関連している。詳しく述べないが、気象モデルに高解像度の工学的な計算流体モデルをネスティングさせ、小さなスケールの起伏も陽に取り扱う結合解析を行った結果をFig. 16に示す。小規模なスケールでも倒木分布と風速分布がよく対応しているといえる。

5. まとめ

本論文では、建設分野における気象モデルの適用について、小規模な突風と地形性の強風を対象に解析結果を示した。結果をまとめると次のようになる。

まず下降突風については、

- (1) マイクロバーストや雷雲外流出に伴う強風の基本的な特性について把握できた。
- (2) 超々高層建物建設現場など高所におけるこうした強風の特性は既往の研究で取り扱われておらず、それらの風況について一定の知見が得られた。

地形性の強風については、台風0423号に伴うものを2例示した。

- (3) 佐賀県小城町に集中的な風害を発生させた強風について、高層観測に基づく実況を反映した気流条件解析を行った結果、被害域と対応する強風域が再現され、強風は台風と地形効果が引き起こしたおろし風によるものであることが示された。
- (4) 津山盆地での大規模広戸風の発生のケースでは、衛星画像解析から得られた倒木分布と解析による強風分布との対応状況を調べた。地域的な気象モデル解析では、通常こうした面的な広がりをもつデータによる検証が難しい。こうした検証は、強風被害の原因分析や物件周辺の固有の条件の検討における気象モデル解析の有効性を高めるものであるといえる。

謝辞

本研究を遂行するに当たり、ASTER画像解析による倒木分布と強風範囲について、貴重なご意見をいただきました。(財)リモート・センシング技術センター片岡文恵様に深謝いたします。

参考文献

- 1) (社)日本建築学会:建築物荷重指針・同解説, p. 253, (2004)
- 2) 気象庁・東京管区气象台:現地災害調査速報(平成20年7月12に東京都渋谷区, 目黒区, 港区, 江東区で発生した突風について, 15p., (2008)
- 3) 大塚清敏, 他:風況予測モデルWind Mapperによる江差風力発電所の風況解析, 風力エネルギー利用シンポジウム論文集, 第74号, pp.163~170, (2004)
- 4) 片岡浩人, 他:数値都市気候モデル「Appias (アップias)」の開発, 大林組技術研究所報, No. 73, (2009)
- 5) 前田潤慈:局所地形と大気安定度分布形状の相互作用による突風災害発生メカニズム, 文科省科学研究費補助金 研究成果報告書, 135p., (2005)
- 6) 大塚清敏:台風0423号による広戸風の大規模発生のシミュレーション, 第19回風工学シンポジウム論文集, pp.199~204, (2006)
- 7) Saito, K. and M. Ikawa: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-Kaze" in Japan, J. Met. Soc. Japan, 69, pp.31~56, (1991)
- 8) Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, J. Atmos. Sci., 35, pp.1070~1096, (1978)
- 9) Procter, F. H.: Numerical simulation of an isolated microburst, Part I: Dynamics and Structure, J. Atmos. Sci, 45, 3137~3160, (1988)
- 10) Ohno, H. et. al: Okayama downbursts on 27 Jun 1991 - Downburst Identifications and Environmental Conditions, J. Met. Soc., 72, pp.197~210, Japan, (1994)
- 11) 東京管区气象台, 福井地方气象台:現地災害調査速報, 気象庁ホームページ, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tornado/2008072705/ref01.pdf>, 15p. (2008)
- 12) Droegeemeier, K. K. and R. B. Wilhelmson: Numerical Simulation of Thunderstorm Outflow Dynamics, Part I: Outflow Sensitivity Experiments and Turbulence Dynamics, J. Atmos. Sci., 44, pp.1180~1210, (1987)
- 13) 友清衣利子, 他, 台風0423号通過時における佐賀県小城市周辺のCFD解析(風況におよぼす大気安定度の影響) 第19回風工学シンポジウム論文集, p. 205~210, (2006) .
- 14) 片岡文恵:2004年の台風による大規模広戸風の解析的研究, 修士論文(岡山大学理学部), 101pp, (2004)
- 15) Kataoka, F. et. al: Combined analysis of local downslope wind "Hiroto-Kaze" induced by Typhoon "TOKAGE" in Japan, Poster Presentation, P2.1, 13th Conf. Mountain Meteorology, American Met. Soc. , 2008.