

## 豪雨の「種」を捉えるための都市気象 LES モデルの開発と 積雲の生成に関する研究

### Basic Development of Urban Meteorological Model Based on Large-Eddy Simulation for Investigation on Convection Genesis

山口弘誠・高見和弥<sup>(1)</sup>・井上実・須崎純一<sup>(2)</sup>・相馬一義<sup>(3)</sup>・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Kazuya TAKAMI<sup>(1)</sup>, Minoru INOUE, Junichi SUSAKI<sup>(2)</sup>,  
Kazuyoshi SOUMA<sup>(3)</sup>, and Eiichi NAKAKITA

(1) 公益財団法人鉄道総合技術研究所

(2) 京都大学大学院工学研究科

(3) 山梨大学

(1) Railway Technical Research Institute, Tokyo, Japan

(2) Graduate School of Engineering, Kyoto University, Japan

(2) Yamanashi University, Yamanashi, Japan

#### Synopsis

Localized torrential rainfall disasters in rainy season is called as “Guerrilla-heavy-rainfall disasters” in Japanese media. This kind of rainfall disaster is caused by single or multi isolated cumulonimbus clouds that grow rapidly within one hour since its generation. Nakakita et al. (2014) found that it is important to detect the clouds at its “baby-cell” stage earlier using X-band weather radar, and to predict the risk of disaster by vertical vorticity in a cumulonimbus cloud at its developing stage. However, the radar cannot detect the “convection genesis”, i.e. air motion of thermal without precipitation particles. This trigger of generating baby-cell is concerned to be much affected by urban area. So the purpose of this study is to develop an urban meteorological model based on large-eddy simulation (LES) intended to clarify the convection genesis.

キーワード: ゲリラ豪雨, LES, ヒートアイランド

Keywords: Guerrilla-heavy-rainfall, LES, heat island

#### 1. 研究の背景と目的

##### 1.1 研究の背景

近年局地的豪雨（ゲリラ豪雨）はその時間・空間スケールの小ささが予測を困難にすることから都市に重大な被害をもたらしている。特に数10分から1時間の間に発生、急激に発達し地上に被害をもたらす時間スケールの小ささは、避難、対策が間に合わず被害を発生させる大きな要因となっている。2008年の都賀川豪雨では短時間で河川が急激に増水し、人命が失われる悲惨な事故となった。ゲリラ豪雨をもたらす孤立的に発達する積乱雲は、台風や前線による集中豪雨のものと異なり気象モデルによる予測が難しい。この時間・空間スケールの小さい豪雨の予測に対し、中北ら（2013）は豪雨をもたらす積乱雲の発達過程のうち気象レーダによって発見できる最早単位を豪雨のタマゴと呼び、国土交通省が2010年から導入しているXRAIN（Xバンド偏波レーダネットワーク網）を用いて豪雨をもたらす積乱雲の早期探知を試みてきた。孤立積乱雲の一生は大きく分けて発達期、成熟期、衰退期の3つに分類され、発生から30分ほどで成熟期となり地上に豪雨をもたらす（Figure1）。

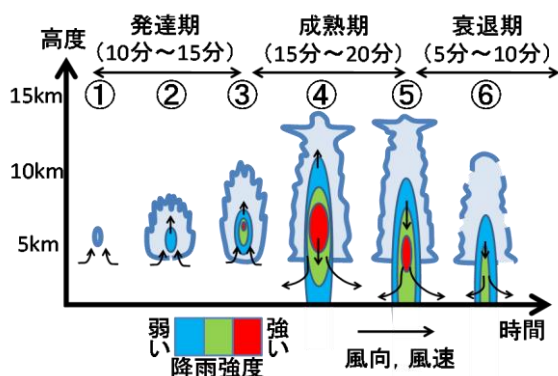


Figure1 The growth of isolated cumulonimbus cloud (白石, 2009)

ゲリラ豪雨の被害を減らすためには、発生から地上に降雨をもたらされるこの短い時間の間に5分、10分でも早く積乱雲の発生を探知し、危険性を評価することが至上の命題となると考え、中北らは豪雨のタマゴに対してドップラー風速から得られる渦度の関係に着目することで早期に危険性を予測する手法を開発した（中北ら, 2013）。

さて、ゲリラ豪雨の予測に関して、これまで気象レーダやビデオゾンデなどを用いた積乱雲発生後に雲中の上空で降水粒子が生成される段階である豪雨のタマゴ、またタマゴからの成長時に焦点をあてた研究・観測が行われてきた。その研究の新たなステージとして、積乱雲の発生する前の段階、タマゴの起源について新たな着眼点となっている。しかし、雲粒を伴わない水蒸気から雲の発生に至るプロセス、またその水蒸気を持ち上げる上昇流は上で述べたようにレーダではとらえることができない現象である。また、積乱雲の発達に影響していると考

えられている渦の生成、発達の仕方やその影響の詳しいメカニズムについても依然未解明である。この観測、モデルのどちらにおいても知見の少ない豪雨のタマゴの起源に関して、本研究では豪雨の「種」と呼びその解明を目的とする。

この豪雨の「種」に関して都市の影響がしばしば指摘されている。大気が潜在的に不安定な時に何らかのきっかけで上昇気流が生起すると強い浮力が働いて上昇気流の加速が引き起こされる。このきっかけとして都市の影響が大きく寄与するとされている。藤部（2004）は都市の降水に影響する因子として以下の点を挙げている。

- (1) 地上の高温に伴う静的安定度の減少
- (2) 局地循環（ヒートアイランド循環）による地上風の収束
- (3) 大気汚染に伴う凝結核の増加
- (4) 地表面摩擦の増加による強制上昇

このうち対流性の強い豪雨に関してはヒートアイランドの影響を重視し、(2)の収束の効果が注目されている。ヒートアイランド循環は、ヒートアイランドによってもたらされる都市内外の気圧差で生じる海陸風に似た局地循環であり、郊外から都市へ収束する風を伴う。この収束風によって都市周囲の水蒸気が汲み上げられ、また(1)によって郊外より発達した混合層が下層の水蒸気が多い空気を上空まで持ち上げ積雲発達のトリガーとなることが予想される。また、上に挙げた都市の大きなスケールの効果に加え小さなスケールの効果、都市の建物や熱の分布のムラによる乱れの効果も降水に対する影響として考慮すべき要因である。神田ら（2014）は東京を対象として4重ネストグリッドを用いた（最小格子サイズは300m）メソスケールモデルによる計算に、都市キャノピーモデル、ゼロ面変位、人工排熱を考慮することで都市によるメソ前線の遅延効果を示している。この遅延効果として、メソ前線の進行が都市域で停滞し、運動量・熱が滞留する滞留効果と、水平流が都市域で分流・迂回し風下で再収束と上昇流を生み出す障壁効果を挙げている。このように通常の数km解像度の計算では現れない、高解像度で建物高さを考慮することで初めて示される都市の小スケールの効果も、都市の降水に対する影響を議論する上で欠かすことができないものである。

豪雨の「種」となる現象は観測においても依然未解明な部分が多い。例えば都市内のフラックスの観測に関しては、都市域では建物群による乱れが高高度に及ぶことや、建物群によって固定化された流れの存在によって計測値に大きな偏りが生じることで、観測に多くの制約があり都市キャノピーを代表する値を観測することが難しくなっている。また、積乱雲の発生初期では湿った空気

が上昇し凝結することで雲粒になるが、この出来たばかりの雲粒や、さらに前の段階である都市の熱による上昇流が上空に水蒸気を運んでいく過程などは気象レーダでは捉えることができない現象である。豪雨の「種」に対する観測からのアプローチとしては、エアロゾルなどの微粒子を捉えることで熱ブルームの捕捉ができる境界層レーダによる観測や、さらに上空ではミリ波レーダによって従来のセンチ波を用いた気象レーダによるより早い段階の現象の観測が試みられている。このような観測からのアプローチに加え、観測では得られない情報を補完できるモデル計算からのアプローチが必要となる。豪雨の「種」となる現象をモデルで捉えるためには都市の建物群の形状をできるだけ陽に解像し、上昇流と渦の関係や建物群から生じる乱れの効果を詳細に解ける乱流モデルを用い、また都市キャノピー内部から積雲が生成する境界層上空までシームレスに扱えることが必要となる。

## 1.2 研究の目的

一般に降水の予測に用いられるメソ気象モデルにおいて、都市は単に土地利用の種別の一つとして扱われるか、上で挙げたようなキャノピーモデルやゼロ面変位、人工排熱の分布を与えることで表現され、建物を直接解像はしていない。また、乱流のモデル化に関して、多くのメソ気象モデルで用いられているRANS (Reynolds-Averaged Navier-Stokes equations) は、モデル化される乱流のスケールが格子スケールに比べ十分小さいという条件のもとになりたっている。しかしながら、都市は他の地表面に比べ粗度が非常に大きく、建物が乱流構造に影響を及ぼすラフネス層が高い。この乱流構造が運動量・スカラーの輸送に占める割合は非常に大きく「種」を発生させる一因となるであろう都市による強制上昇を表現するためには乱流を格子スケールで陽に解けるLES

(Large-Eddy-Simulation) によるモデル化が必要である。近年の計算機の性能向上による気象モデルの高解像度化に伴い、上述した乱流のスケールと格子スケールが近づき、Large Eddy Simulationを用いた気象モデルの開発が行われ始めている(西澤ら, 2013など)。しかしこれらの目的は多くが雲物理の詳細な理解等にあり、都市など地表面の詳細化を行う研究は少ない。

一方土木・建築分野では、一つ一つの建物周りの風や熱の移流を陽に扱うCFD (Computational-Fluid-Dynamics) においてLESを用いたものが開発されている。(田村ら, 2005, 小野ら, 2013など)。これらは都市の建物群を数m~数10mで解像し微細な起伏や建物形状による乱れをLESを用いて詳細に表現し、建物周辺の熱環境などを再現することを目的としている。しかし、これらの対象領域は基本的に都市境界層内部であり、方

程式は非圧縮形のものを用いている。このことから積雲の生成や降水といった境界層上部や境界層を超えて起こる深いスケールの現象を扱うには適さない。

上述の2つのモデルはそのスケールギャップによりそれぞれ独自に開発が行われてきたが、計算機の性能向上とともに解像度の差は年々埋まりつつあることで、近年その融合が試みられている。特に都市気象は2つのモデルの対象が重なる部分であり、それらを組み合わせた研究が盛んに行われている(Takemi et al., 2006, 田村ら, 2008など)。しかし、二つのモデルの融合には方程式系やスキームの違い、接続の方法などに依然多くの課題を残しており、都市気象モデルの開発においていまだ確立されたスキームはない。そのためこの領域を対象として今後研究を行うために独自に都市気象モデルを開発することは、柔軟に新たなスキームを導入できるという点で大きな強みとなるだろう。

以上のことから、既往のモデルでは豪雨の「種」の解明についてのモデル計算からのアプローチにとって極めて不十分である。本研究が対象とするゲリラ豪雨の発生に対する都市の影響を高分解能のLESで評価するモデルとして十分なもの未だ無く、研究途上の分野において雨後のタケノコのように提案される手法を柔軟に取り込めるという点でも都市気象LESモデルを独自に開発する必要があると考える。よって建物群を出来るだけ陽に扱い、非定常な乱流を解けるLESを用い、また都市内部から境界層上空の降水につながるまで一気通貫に計算できる都市気象LESモデルの開発を本研究の目的とする。

本研究で開発するモデルの対象は積雲の生成であり、また現象の理解を目的とするため雲物理モデルには暖かい雨のバルクを用い降水量の定量的な予測までは至らない。ただし、将来的には積雲の発達まで扱い、またより広領域の計算をすることで定量的な降雨予測などにも適用することも考えられる。ゲリラ豪雨をもたらす積乱雲について最も影響が大きい要因は山地の強制上昇、都市の熱、風速のシアのいずれなのか、または乱流が最も支配的で予測は不可能なのか、このゲリラ豪雨予測にあたっての最大の疑問を解決することが将来的な大目標である。

## 2. 都市気象LESモデルの開発

本研究では山口ら(2016)で開発したモデルに都市や地形の効果を導入したTable1に示すモデルの開発を行った。本章では開発したモデルの基礎方程式や手法について述べる。1節では高解像度で、なおかつ降水につながる高度まで解くことを強く意識した気象モデルとして、非静力準圧縮系でのLESモデルの大気計算部分の開発について述べる。また、都市の効果の導入に関して2節、3節ではそれぞれ都市の形状の効果、熱の効果について述べる。

なお、気象モデルの開発において、気象研究ノート第196号；非静力学モデル（斉藤ら，1999），気象研究ノート第219号；ラージ・エディ・シミュレーションの気象への応用と検証（藤吉ら，2008），CReSSユーザーズガイド第2版（坪木ら，2001），乱流の数値シミュレーション（梶島，1999）等を参考にした。表2.1がモデル概要である。山口ら(2016)で開発したモデルに地形の効果を加えている。

## 2.1 基礎方程式とスキーム

### 2.1.1 非静力準圧縮の基礎方程式

予報変数は風速の3成分  $u_i$  ( $i=1,2,3$ ) [m/s]，圧力  $P$  [hpa]，温位  $\theta$  [K]，水蒸気，雲水，雨水の混合比  $q_v$ ， $q_c$ ， $q_r$  である。絶対温度を  $T$  [K]，エクスターナ関数を  $\Pi$  とすると温位は，以下のように定義される。

$$\Pi = (P/1000)^{R/C_p} \quad (2.1.1)$$

$$\theta = T / \Pi \quad (2.1.2)$$

$R$  は気体定数 [J/kg·K]， $C_p$  は定圧比熱 [J/kg·K] である。

圧力，温位，水蒸気の混合比と湿潤大気密度  $\rho$  [kg/m<sup>3</sup>] については以下の静力学平衡

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (2.1.3)$$

に従う水平一様の基本場  $\phi_0$  と，そこからの偏差  $\phi'$  に分けて取り扱われる。

圧力の基本場は状態方程式

$$\rho_0 = \frac{P_0}{R_d T_v} \quad (2.1.4)$$

より診断的に求める。  $T_{v0}$  は仮温位の基本場の値で

$$T_{v0} = T_0 \frac{1 + q_{v0} / \varepsilon}{1 + q_{v0}} \quad (2.1.5)$$

$\varepsilon$  は水蒸気と乾燥空気の分子量の比である。以下に非静力準圧縮の基礎方程式を示す。

Table1 Schemes of model

基礎方程式系	非静力準圧縮系
予報変数	u v w p $\theta$ qc qr
座標系	直角直交座標系
計算格子	スタッガード格子
離散化法	有限差分法 (FAVOR法)
時間離散化法	2次精度Adams-Bashforth法
空間離散化法	2次精度中心差分 移流項: 3次精度風上差分
音波の扱い	HE-VI法
SGSモデル	Smagorinsky-Lilly (Smagorinsky, 1963; Lilly, 1966)
境界条件	側方: 周期, 勾配なし, free-slip, 放射 上空: free-slip
壁面の取り扱い	バルク (Louis, 1979)
雲物理モデル	暖かい雨のバルク (Kessler, 1969)

・連続の式

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial \rho_0 u_j}{\partial x_j} \quad (2.1.6)$$

・運動方程式

$$\frac{\partial \rho_0 u_i}{\partial t} = -Adv. \rho_0 u - \frac{\partial P'}{\partial x_i} + Diff. \rho_0 u_i - \rho_0 f_c \varepsilon_{i3k} u_k + B \delta_{i3} \quad (2.1.7)$$

・温位の方程式

$$\frac{\partial \rho_0 \theta}{\partial t} = -Adv. \rho_0 \theta + Diff. \rho_0 \theta + \rho_0 Src. \theta \quad (2.1.8)$$

・水蒸気・水物質の混合比の方程式

$$\frac{\partial \rho_0 q_v}{\partial t} = -Adv. \rho_0 q_v + Diff. \rho_0 q_v + \rho_0 Src. q_v \quad (2.1.9)$$

$$\frac{\partial \rho_0 q_x}{\partial t} = -Adv. \rho_0 q_x + Diff. \rho_0 q_x + \rho_0 Src. q_x + Fall. q_x \quad (2.1.10)$$

温位と水蒸気の式にある生成・消滅項  $Src$  と落下項  $Fall$ ，また移流項  $Adv. \phi$  と拡散項  $Diff. \phi$  については後述する。  $f_c$  はコリオリパラメータである。浮力  $B$  は， $C_s$  を音速として

$$B = \rho' / \rho_0 = -g \left( \frac{\theta'}{\theta_0} - \frac{P'}{\rho_0 C_s^2} + \frac{q_v'}{\varepsilon + q_{v0}} - \frac{q_v' + \Sigma q_x}{1 + q_{v0}} \right) \quad (2.1.11)$$

気圧偏差の方程式は，連続の式(2.1.6)と，状態方程式

$\rho = P / R_d T$  を用いて

$$\frac{\partial P'}{\partial t} = -Adv. \rho - C_s^2 \frac{\partial \rho_0 u_j}{\partial x_j} + \rho_0 C_s^2 \left( \frac{1}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \right) \quad (2.1.12)$$

### 2.1.2 SGS モデル

本モデルでは乱流モデルとしてLESを用いており，サブグリッドスケールの乱流をグリッドスケールの基本変数で近似する必要がある。モデル化にはSmagorinsky-

Lilly モデル (Smagorinsky, 1963; Lilly, 1966) を用いた.

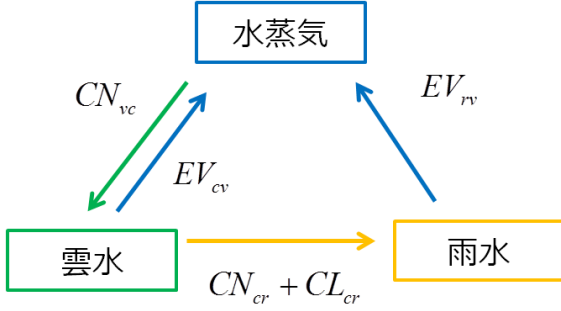


Figure2 Cloud physics of warm rain

運動方程式の拡散項  $Turb.\rho_0 u_i$  は以下のように示される.

$$Turb.\rho_0 u_i = -\frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_0 \tau_{ij}) \quad (2.1.13)$$

$$\tau_{ij} = -2\nu_{sgs} \left( S_{ij} - \frac{1}{3} S_{kk} \delta_{ij} \right) \quad (2.1.14)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.1.15)$$

$$\nu_{sgs} = (C_s \Delta)^2 \sqrt{2S_{ij} S_{ij} - \frac{gN^2}{Pr}} \quad (2.1.16)$$

$C_s$  はモデル定数,  $S_{ij}$  は速度の歪みテンソル,  $Pr$  は乱流プラントル数,  $N$  はブラント・パイサラ振動数である. また, 温位, 水蒸気, 水物質の式に現れる拡散項  $Turb.\rho_0 \phi_i$  は,

$$Turb.\phi = -\frac{\partial}{\partial x_j} (\tau_{\phi j}) \quad (2.1.17)$$

$$\tau_{\phi j} = -\frac{\nu_{sgs}}{Pr} \frac{\partial \phi}{\partial x_j} \quad (2.1.18)$$

となる. 同じ渦粘性モデルとして, 気象モデルでよく用いられる RANS がエネルギー保有渦を含め乱流をすべてモデル化してしまうのに対し, LES は格子幅によって格子幅によって長さスケールを定義し, そのスケールより小さい乱流渦のみをモデル化している.

### 2.1.3 雲物理モデル

本モデルでは雲物理モデルとして氷相過程を考慮しない暖かい雨のバルク (Kesler, 1969) を用いている. 水物質は粒径  $100 \mu\text{m}$  以下の雲水とそれより大きい雨水に

分類される. 考慮する微物理過程は Figure2 に表すように,  $CN_{vc}$ : 凝結による水蒸気から雲水への変換,  $EV_{cv}$ : 蒸発による雲水から水蒸気への変換,  $EV_{rv}$ : 蒸発による雨水から水蒸気への変換,  $CN_{cr}$ : 併合成長による雲水から雨水への変換,  $CL_{cr}$ : 衝突併合による雲水から雨水への変換, である. 水蒸気が直接雨水に凝結される過程は無視される.

(2.1.8)~(2.1.10)の式に現れる生成・消滅項は以下のように表される.  $L_v$  は水の蒸発の潜熱である.

$$Src.\theta = \frac{L_v}{C_p \Pi} (CN_{vc} - EV_{cv} - EV_{rv}) \quad (2.1.19)$$

$$Src.q_v = -(CN_{vc} - EV_{cv} - EV_{rv}) \quad (2.1.20)$$

$$Src.q_c = CN_{vc} - EV_{cv} - CN_{cr} - CL_{cr} \quad (2.1.21)$$

$$Src.q_r = CN_{cr} + CL_{cr} - EV_{rv} \quad (2.1.22)$$

雲水と雨水の間の変換と, 雨水の蒸発は, 以下のように表される.

$$CN_{cr} = 0.001(q_c - 0.001) \quad (2.1.23)$$

$$CL_{cr} = 2.2q_c q_r^{0.875} \quad (2.1.24)$$

$$EV_{rv} = \frac{1}{\rho_0} \frac{(1 - q_v / q_{vst}) (1.6 + 30.3922(\rho_0 q_r)^{0.2946}) (\rho_0 q_r)^{0.525}}{2.03 \times 10^4 + 9.5846 \times 10^6 / (P q_{vst})} \quad (2.1.25)$$

水蒸気と雲水の間の変換には Soong and Ogura (1973) に従って湿潤飽和調整法を用い, 凝結・蒸発による潜熱と温位の変化が釣り合うよう繰り返し計算を行う. 雨水の落下項については,

$$Fall.q_r = \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 U_r q_r) \quad (2.1.26)$$

$$U_r = 14.14164 \left( \frac{1.225}{\rho_0} \right)^2 (\rho_0 q_r)^{0.1364} \quad (2.1.27)$$

とする. 水物質の落下は雨水のみに考慮され, 雲水では無視される.

本研究では積雲の生成の部分に焦点をあてているため暖かい雨のバルクを導入したが, 将来的には発達まで扱うために冷たい雨のバルクやビン法等の導入が望まれる.

### 2.1.4 境界条件

境界条件としては上下境界は固定壁または free-slip 条件を選択する. 側面境界は周期境界, ディリクレ条

件, ノイマン条件, free-slip 条件, 放射境界が選択できる. 変数はスタッガード格子で配置されるため境界上には法線方向の風速が配置されるが, 流入境界で圧力にディリクレ条件を与える場合は境界の場所を半格子ずらすことで圧力を固定する. 上空と側面境界にはスポンジ層 (Klemp and Lilly, 1977) を設置することができる. 地表面, 壁面の運動量, 温位および水蒸気混合比のフラックスは以下のバルク式で見積もられる.

$$\tau_{x_j} = \rho_0 C_m |V_b| u_{ib} \quad (2.1.28)$$

$$\tau_{\theta_j} = \rho_0 C_h |V_b| (\theta_b - \theta_{sfc}) \quad (2.1.29)$$

$$\tau_{q_j} = \rho_0 C_h |V_b| (q_{vb} - q_{vsfc}) \quad (2.1.30)$$

$\phi_b$  はそれぞれの変数の地表面, 壁面再近傍グリッドの

値,  $|V|$  は境界に水平な風速の絶対値である.  $C_m$ .

$C_h$  はバルク係数で Louis et al. (1979) に従って以下のよう  
に計算される.

$$C_m = (\kappa / \log(z / z_{0m}))^2 F_m(z / z_{0m}, Rb) \quad (2.1.31)$$

$$C_h = (\kappa / \log(z / z_{0m})) (\kappa / \log(z / z_{0h})) F_h(z / z_{0m}, z / z_{0h}, Rb) \quad (2.1.32)$$

$$F_m = \begin{cases} 1 - \frac{9.4Rb}{1 + 7.4 \times 9.8 (\kappa / \log(z / z_{0m}))^2 (z / z_{0m})^{0.5} |Rb|^{0.5}} & Rb < 0 \\ \frac{9.4Rb}{(1 + 4.9Rb)^2} & Rb \geq 0 \end{cases} \quad (2.1.33)$$

$$F_h = \begin{cases} 1 - \frac{9.4Rb}{1 + 5.3 \times 9.8 (\kappa / \log(z / z_{0m})) (\kappa / \log(z / z_{0h})) (z / z_{0h})^{0.5} |Rb|^{0.5}} & Rb < 0 \\ \frac{9.4Rb}{(1 + 4.9Rb)^2} & Rb \geq 0 \end{cases} \quad (2.1.34)$$

$z_{0m}$ ,  $z_{0h}$  は粗度,  $Rb$  はバルクリチャードソン数である.

### 2.1.5 離散化

空間の離散化は有限差分により, 移流項に河村・桑原スキーム (Kawamura and Kuwahara, 1984) の 3 次精度風上差分, それ以外に 2 次精度中心差分を用いた. 時間積分に関しては, 位相速度が速い音波を解に含む弾性系の

方程式を用いているため, 音波の特殊な扱いが必要となる. 本モデルでは音波関連項を鉛直方向に関して陰解法に, それ以外を陽解法で解く HE-VI 法 (Horizontally Explicit - Vertically Implicit scheme) を用いた. 鉛直格子間隔を可変とし, 地表面付近で格子間隔を小さくする場合, 陽解法では時間間隔が大きく制限されるが HE-VI 法を採用することでその制限を除くことができる. (2.1.7) と (2.1.12) に関して, 速度 3 成分と圧力の強制項を  $F$  として,

$$\frac{\partial \rho_0 u_i}{\partial t} = -\frac{\partial P'}{\partial x_i} + F_{u_i} \quad (i=1,2) \quad (2.1.35)$$

$$\frac{\partial \rho_0 w}{\partial t} + \left( \frac{\partial}{\partial z} + \frac{g}{C_s^2} \right) P' = F_w \quad (2.1.36)$$

$$\frac{\partial P'}{\partial t} + C_s^2 \frac{\partial \rho_0 u_j}{\partial x_j} = F_p \quad (2.1.37)$$

水平速度(2.1.35)に関しては陽解法で解かれ, 鉛直速度(2.1.36)と圧力の偏差(2.1.37)の左辺に関して陰解法で解かれる. また, (2.1.8)~(2.1.10)と各強制項については長い時間間隔  $\Delta t$  で, 速度と圧力に関しては短い時間間隔  $\Delta \tau$  で解くモード別時間分割法を用いている. 長い時間間隔の積分には 2 次精度 Adams-Bashforsh 法を用いる.

以上, 開発したモデルの大気部分のソルバーで用いた基礎方程式, スキームについて述べた. 次いで, 開発したモデルへの都市の効果の導入について述べる.

## 2.2 地形, 都市形状の表現

関西の都市域は, 関東平野を中心に広がっている東京周辺の都市域に比べ起伏に富んだ地形を特徴とする. 特に, 本研究が対象とする神戸の都市は海と六甲山に挟まれた数 km の範囲に都市域が集中している. よって, 神戸市に関して都市の降水に与える効果を議論するためには, 地形の勾配と都市の形状の双方を表現することが必要となる. 前者はメソ気象モデルにおいて一般に地形追従の鉛直座標系を用いて表現される. 後者は土木・建築分野の CFD において直角直交格子で建物周辺の高分解能を必要とする箇所に格子間隔を寄せる, 重合格子を用いる等の方法で計算されることが多い. 本研究では都市の形状を出来るだけ詳細に再現しながら積雲の生成への影響を調べるために, 土木・建築分野の CFD でとられるような計算領域に比べ広範囲かつ高高度まで計算を行う必要がある. よって座標系は直角直交格子を採用し, かつ地形を表現するために FAVOR 法 (Fractional Area Obstacle Representation Method) (C.W.Hirt, 1992) を導入した. また将来的には双方向ネィティング等を行うことで

都市内部を数 m~10m 程度の解像度で詳細な建物形状を解くことが望ましいが、使用できる計算機や計算時間を考慮し本研究では都市内部も数 10m のグリッドで都市形状を表現する。

### 2.2.1. FAVOR法

FAVOR法では複雑境界上の流れにおいて、流体と固体が混在するグリッドを考え、格子の体積のうち流体の占める体積率を  $V_f$ 、また  $x_i$  方向に垂直な断面において流体の占める開口率を  $A_{x_i}$  とおくことで地形の形状を表現する (Figure3)。  
体積力は  $V_f$  に比例し、断面を通る運動量の輸送は  $A_{x_i}$  に比例する。1節で述べた基礎方程式は、体積率、面積率を用いて以下のように表すことができる。

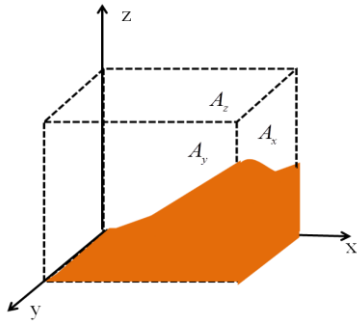


Figure3 Direction of area ratio

・連続の式

$$\frac{d\rho V_f}{dt} = \frac{\partial \rho_0 A_{x_j} u_j}{\partial x_j} \quad (2.2.1)$$

・運動方程式

$$\frac{\partial \rho_0 V_f u_i}{\partial t} = -\rho_0 A_{x_j} u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} (A_{x_j} \tau_{ij}) + V_f \left( -\frac{\partial p}{\partial x_i} - \rho_0 f_c \varepsilon_{ijk} u_k + B \delta_{i3} \right) \quad (2.2.2)$$

・温位の方程式

$$\frac{\partial \rho_0 V_f \theta}{\partial t} = -\rho_0 A_{x_j} u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} (A_{x_j} \tau_{\theta x_j}) + \rho_0 V_f Src.\theta \quad (2.2.3)$$

・水蒸気・水物質の混合比の式

$$\frac{\partial \rho_0 V_f q_x}{\partial t} = -\rho_0 A_{x_j} u_j \frac{\partial q_x}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} (A_{x_j} \tau_{q,x_j}) + V_f (\rho_0 Src.q_x + Fall.q_x) \quad (2.2.4)$$

境界条件に関して、1節で述べたように地表面、壁面の境界条件として運動量、温位および水蒸気混合比のフラックスがバルク式で見積もられる。この時、バルク定数は  $\kappa / \log(z/z_0)$  として壁面、地表面からの距離  $z$  を用いるがこれを体積率、面積率を用いることで以下のものに代える。

$$z' = z (A_z / V_f) \quad (2.2.5)$$

### 2.2.3 標高、都市形状のデータ

標高データは国土地理院の基盤地図情報 10m メッシュ DEM (Figure4) を用いた 10m メッシュ DEM は、2.5 万分 1 の等高線から 0.4 秒 (約 10m) メッシュの中心点の標高値に内挿処理して作成されている。都市形状データは GIS データ (「Zmap TownII 2013/14 年度」兵庫県株式会社ゼンリン) より作成する。GIS データには建物の二次元座標や階数のデータが含まれている。本研究ではこれを 10m メッシュで区切り、建物があると判定されたグリッドにおいて平均建物階数と建蔽率を求めたもの (Figure4) を使用する。Figure4 のように 10m、もしくはそれ以上の細かさで都市を解像することで道路等が再現できる。将来的にはこの解像度で都市を扱うことが望ましいが先に述べたように今回はこれを数 10m の格子で表現する。また、土地利用は山地、都市、海の 3 種類で分類する。このうち都市については六甲山以南の標高 100m 以下の部分とする。Figure5, Figure6 は 4 において水平解像度 60m で行う、計算の対象領域で設定した土地利用と標高、建蔽率である。個々の建物は解像できていないが、大きな建物や幹線道路、建物の粗密は表現できていることが分かる。都市内部は Figure6 に表した建物の面積率と、それを除いた道路の面積率が 1 つのグリッドに混在して表現される。

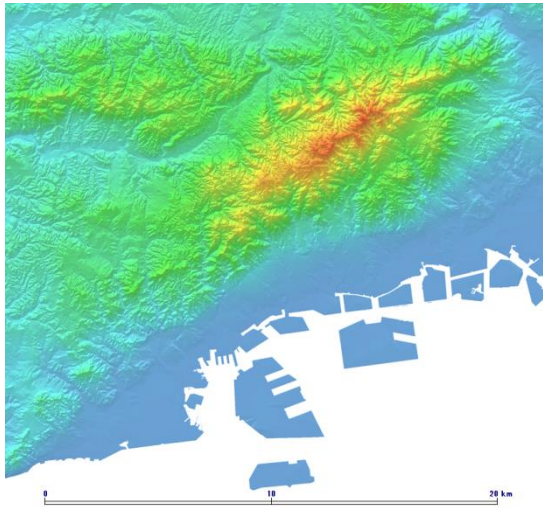


Figure 290m DEM of Kobe city



Figure 4 GIS data of floor number

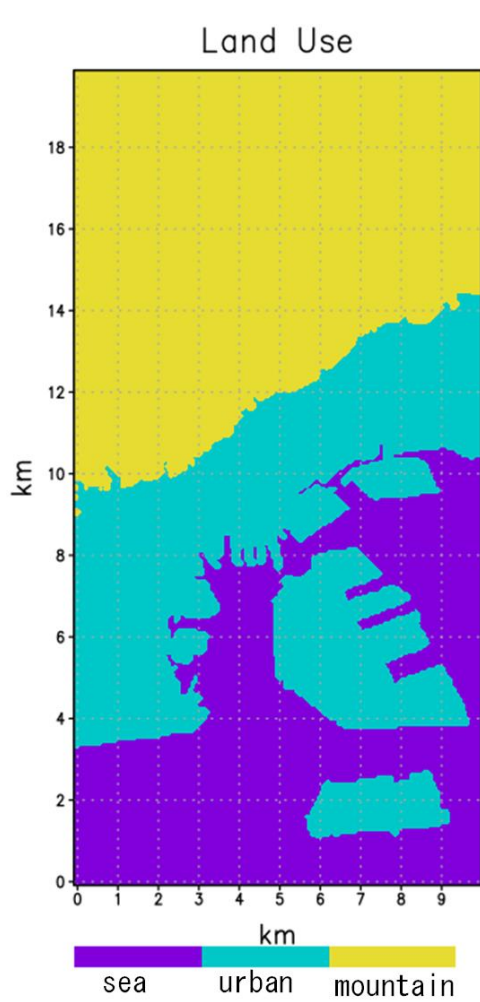


Figure 5 Land use

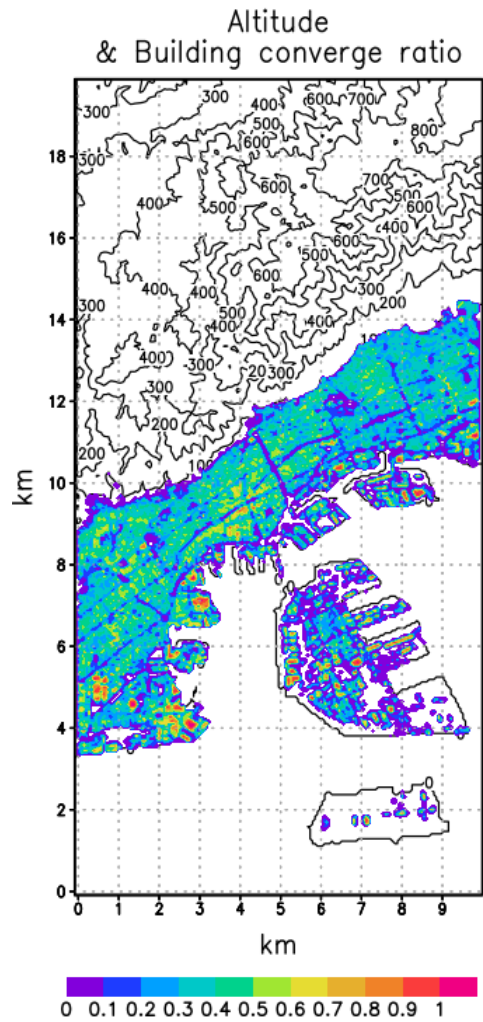


Figure 6 Altitude and buildings converge ratio



## 2.3 熱的效果の表現

前節では都市の気象に与える影響のうち建物形状による効果の表現について述べた。次いで都市の熱による効果の表現について述べる。

都市の気象に与える影響として最もよく議論されるのがヒートアイランドによる熱的效果である。都市の熱的效果としては、アスファルトやコンクリートなどによって表面温度が上がる人工土地被覆の効果と、空調や自動車などからの人工排熱の効果を考慮する必要がある。相馬ら (2012) はメソ気象モデルと陸面モデルの結合モデルによってこれらの効果し、東京雑司ヶ谷付近の豪雨事例に関して陸面過程の変化が降水のピーク時刻や強度に影響していることを確認している。本節では都市の熱的效果を表現する表面温度と人工排熱の扱いについて述べる。

### 2.3.1 表面温度

前節で述べたように本研究では土地利用を山地、都市と海で分類し、都市内は建物と道路を面積率で表現している。そのため、被覆ごとの表面温度として、屋根面温度、壁面温度、路面温度、葉面温度、水面温度の5つが必要となる。将来的には表面温度の計算もモデル内で行われることが望ましいが、本研究では典型的な夏季晴天日の表面温度を被覆ごとの時系列で与える。Figure7は気象庁天気図及び神戸・大阪・姫路の日照時間から選択された夏季晴天日(2012年8月3日)について、大気陸面結合モデル CReSiBUC (Souma et al., 2013) で人工排熱を除いた計算結果より、東経 134~136 度、北緯 34~36 度で被覆ごとの領域平均値をとったものである。

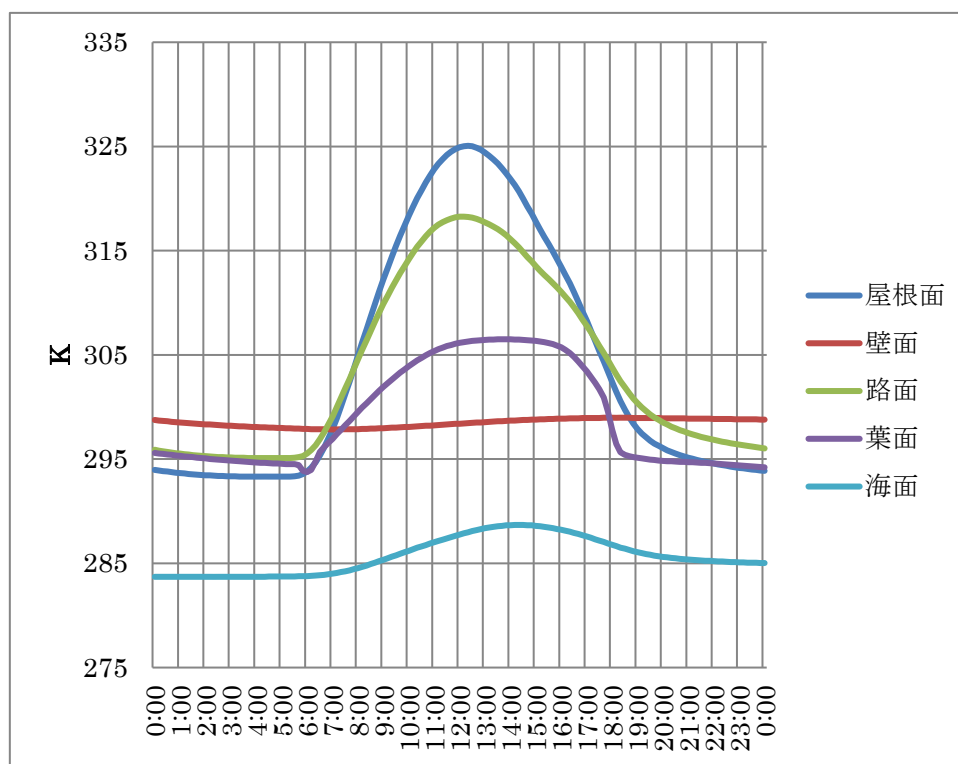


Figure7 Changes of surface temperature at a typical summer day

本研究では Figure7 の温度変化に、本研究の計算開始時間の気象庁メソ客観解析データについて地表面付近の値を東経 134~136 度、北緯 34~36 度で平均をとり、CReSiBUC の地表面付近の値の領域平均との差を引くことで修正したものを用いて被覆ごとの表面温度の時間変化を与える。また、都市内部の上向きの表面温度に関してはグリッド内の屋根面と道路面の割合を屋根面、道路面の表面温度にかけることで計算される (Figure8)。

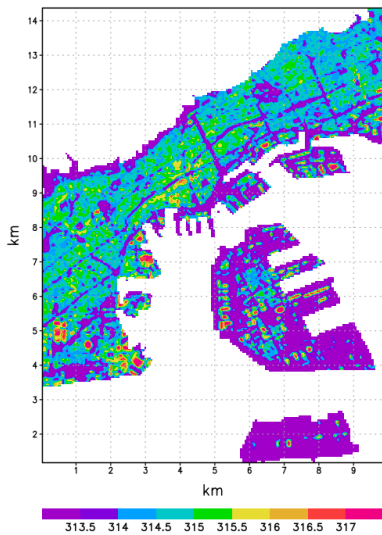


Figure8 Surface temperature calculated from roof and road surface temperature (10:00)

### 2.3.2 人工排熱

本研究では人工排熱として部門別（民生家庭部門，業務・産業部門，交通運輸部門）にわけて時系列で推定さ

れた人工排熱顕熱量分布（Souma et al., 2015）を用いる。国土数値情報平成 21 年度土地利用メッシュにおいて建物用地あるいは道路が 4 次メッシュ内に存在する場合に推定は行われ、平成 17 年国勢調査に基づく地域メッシュ統計人口に経済産業省資源エネルギー庁による「平成 25 年度エネルギーに関する年次報告」（エネルギー白書 2014）の最終エネルギー消費の構成比（2012 年度）及び総務省統計局による「日本の統計 2015」の総人口（2012 年度）より算出された全国平均一人当たり部門別エネルギー消費量をかけて各部門ごとの排熱量が算出されている。民生家庭部門は一ノ瀬ら（1994）による 1 時間ごとの熱負荷（戸建住宅・冷房），業務・産業部門は関西電力による 2012 年について平均した時間帯別電力消費量，交通運輸部門は平成 22 年度道路交通センサによる神戸市での時間帯別交通量調査結果を用いて 1 時間毎の値にされている。Figure9 は上記の推定値の空間分布に対し，Figure5 の土地利用において都市と判定される領域で平均をとった，人工排熱の日中の分野別時間変化である。

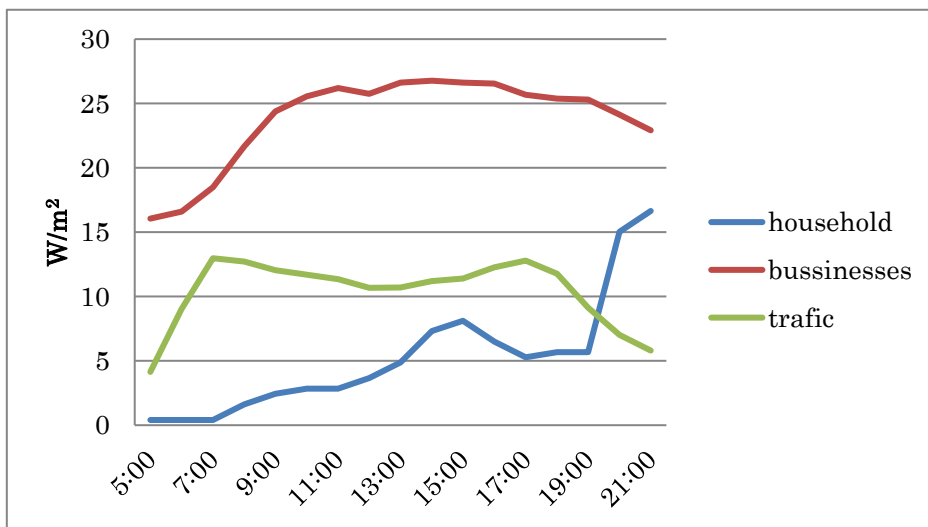


Figure9 Changes of anthropogenic heats

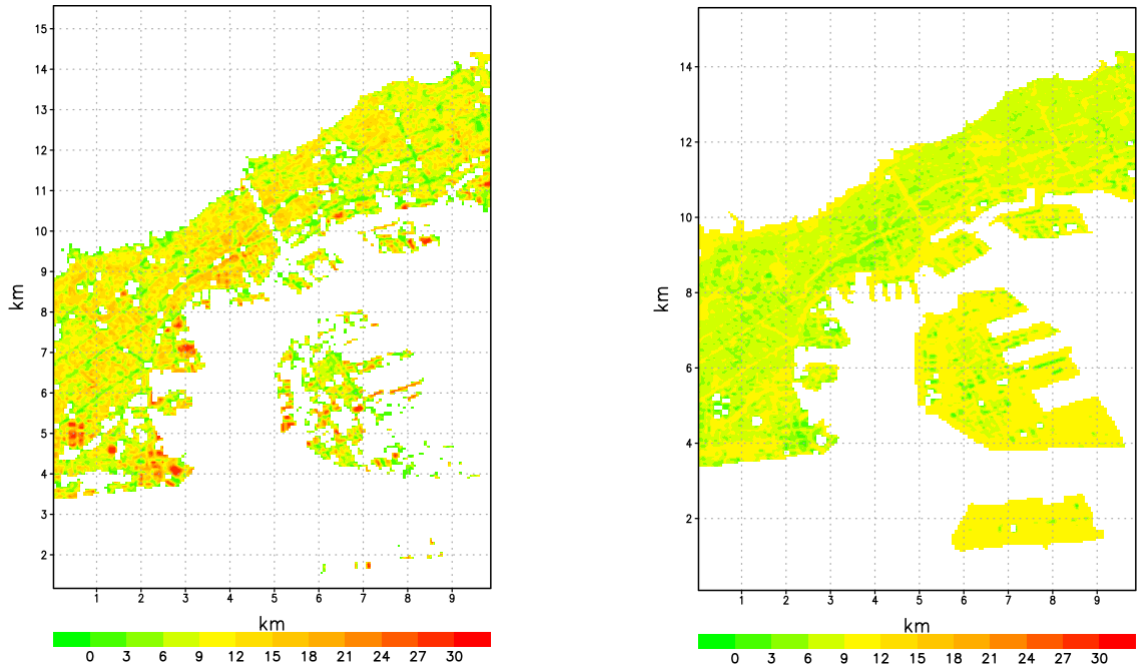


Figure10 Distribution of anthropogenic heat (L)from roof, (R)from road [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] (10:00)

本研究では Figure9 の時間変化を用いて人工排熱を表現する．都市内は建物と道路の2種類で区別されたため Figure9 の民生家庭部門，業務・産業部門の合計を建物由来の人工排熱，交通運輸部門を道路由来の人工排熱として温位の方程式に対し，

$$\frac{\partial \rho_0 V_f \theta}{\partial t} = F_\theta + \frac{AHS_{build} A_{roof}}{C_p \Pi V} + \frac{AHS_{road} A_{road}}{C_p \Pi V} \quad (2.2.1)$$

$AHS_{build}$  : 建物由来の人工排熱 [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]， $AHS_{road}$  : 道路由来の人工排熱 [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]，

$A_{roof}$ ， $A_{road}$  : グリッド内の屋根面，路面の表面面積 [ $\text{m}^2$ ]， $V$  : グリッド内の流体の体積 [ $\text{m}^3$ ]

として人工排熱による加熱項を加える．Figure10 は午前10時の対象領域の都市部における建物由来，道路由来の人工排熱の水平分布である．

### 3. モデルの検証

本章では開発したモデルを用いた検証実験について述べる．1節では水蒸気の輸送・凝結に関して既往研究を適用した数値計算について述べる．2節では上昇流と渦の関係について開発したモデルで表現できることを示すためにウォームバブルの実験について述べる．3節では都市の形状を粗い解像度で捉えられるか調べるため，本

研究で行う数値実験の対象範囲である神戸市の建物形状を用いた数値実験について述べる．

#### 3.1 水蒸気の輸送，凝結に関する検証実験

構築した気象 LES モデルの妥当性を検証するため，境界層積雲に関する既往研究の数値実験を適用した．Siebsma et al. (2003) はカリブ海沖の境界層積雲を対象に10の研究機関で開発された LES モデルの比較実験を行っている．この実験設定と同様の計算条件で構築したモデルによる計算を行い妥当性を示す．

本実験では，雲水と雨水の区別を行わず，水物質の混合比を  $q_i$  とする．また，水蒸気と水物質の混合比の和を  $q_i$ ，液水温位を  $\theta_i$  とする．格子間隔は  $100\text{m} \times 100\text{m} \times 40\text{m}$ ，格子数は  $64 \times 64 \times 75$  で，水平方向に周期境界条件とした．初期条件は Figure13 のように与える．海面からの運動量フラックス  $\overline{u_i'w'}$  と，顕熱フラックス  $\overline{w'\theta'}$ ，潜熱フラックス  $\overline{w'q_i'}$  を以下のように固定する．

$$\overline{u_i'w'} = -0.28^2 \frac{u_i}{|V|} \quad [\text{m/s}] \quad (3.1.1)$$

$$\overline{w'\theta'} = 8.0 \times 10^{-3} \quad [\text{Km/s}] \quad (3.1.2)$$

$$\overline{w'q_i'} = 5.2 \times 10^{-5} \quad [\text{m/s}] \quad (3.1.3)$$

強制力として、コリオリ力を

$$\begin{cases} 0.376 \times 10^{-4} (v - 0) & \text{for } u \\ -0.376 \times 10^{-4} (u - (-10 + 1.8 \times 10^{-3} z)) & \text{for } v \end{cases} \quad (3.1.4)$$

のように加え、大規模沈降流  $w$ 、長波放射  $Q_r$  と水蒸気の水平移流  $-(\partial q_i / \partial t)$  を外力項として Table2 のように与える。擾乱を高度 1600m より下層に  $\theta_i = \pm 0.1[\text{K}]$ 、 $q_i = \pm 0.025[\text{g/kg}]$  のように与え、この条件下で時間間隔  $\Delta \tau = 0.1$ 、 $\Delta t = 0.5$  で 6 時間の時間積分を行った。計算終了 1 時間前からの時間平均、水平平均を行った鉛直分布について、Siebsma et al. (2003) の結果と比較を行った。

Figure12 の左側が本モデルでの計算結果、右側が Siebsma et al.(2003)の結果である。また、(a)が水物質の混合比の鉛直分布、(b)が雲の存在するグリッドの面積率の鉛直分布であり、core と表記されるものは雲のあるグリッドのうち、正の浮力を持つものの面積率である。Siebsma et al.(2003)らは 10 の研究機関のモデルの結果を比較しており、実線が平均値、陰影がモデル間のばらつきである。左側の本モデルの計算結果はおおよそこのばらつきの間に収まっている。このように、開発したモデルを、水蒸気の輸送、凝結に関する既往研究に適用した数値実験により妥当性が示された。

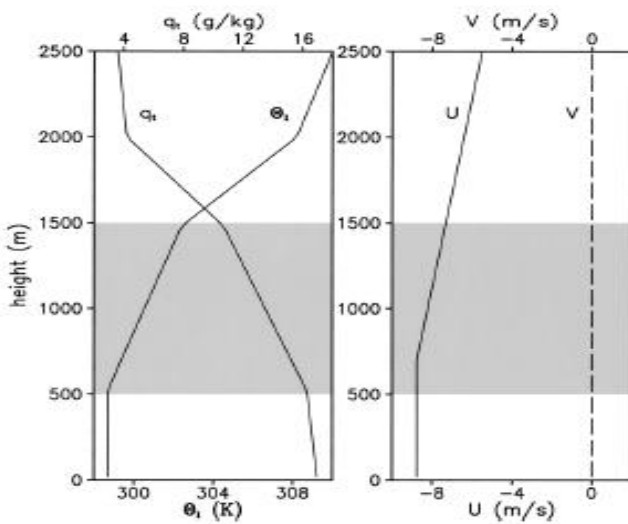
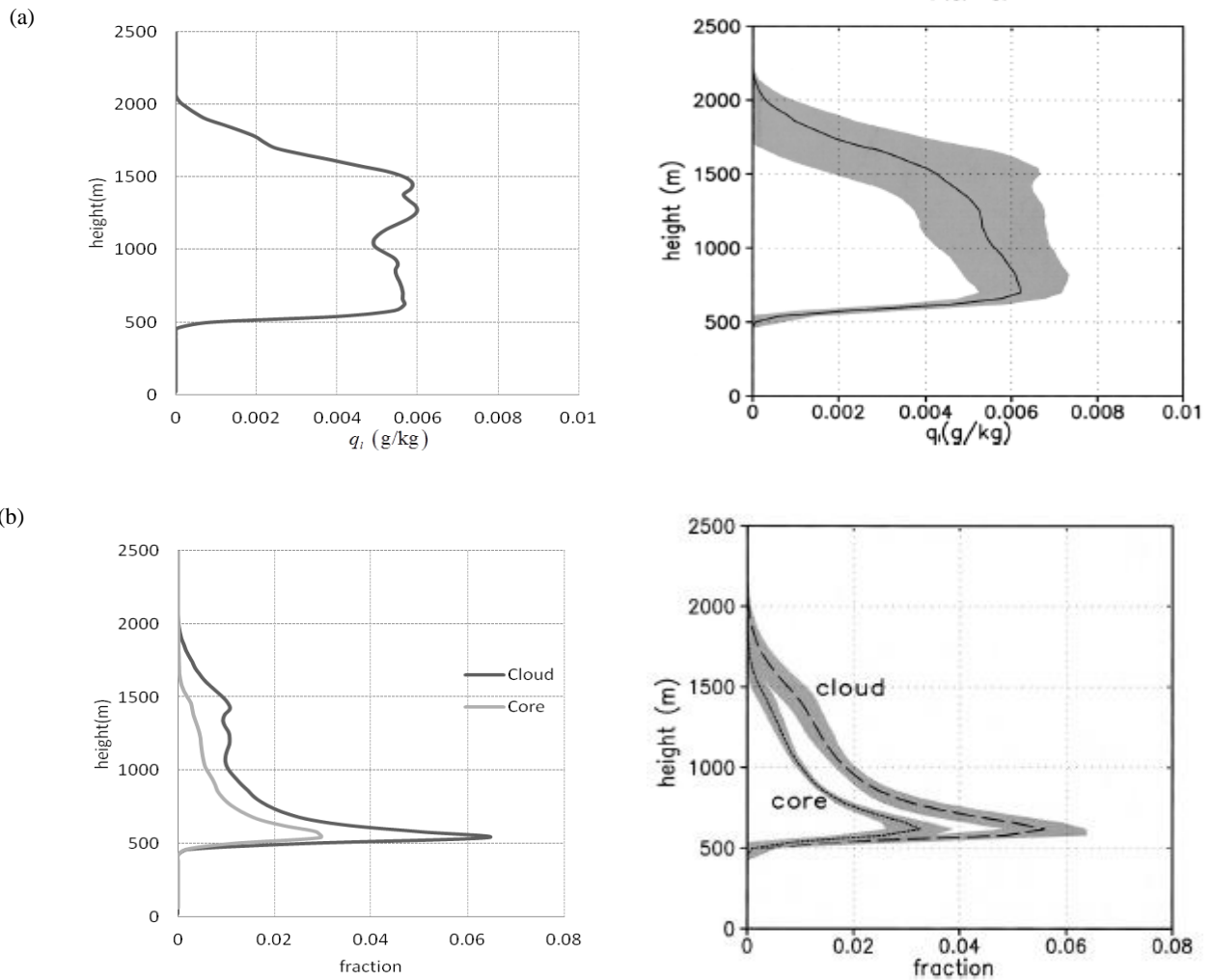


Figure11 Initial condition (Siebsma et al. , 2003)

Table2 Forcing (Siebsma et al. , 2003)

Forcings		
$w$ (cm s <sup>-1</sup> )	$Q_r$ (K day <sup>-1</sup> )	$(\partial q_i / \partial t)_{adv}$ (10 <sup>-8</sup> s <sup>-1</sup> )
0	-2.0	-1.2
		-1.2
		0
-0.65	-2.0	
0	0	



this model
Siebsma et al. (2003)

Figure12 Calculation result (a)Water mixing ratio, (b)Cloud cover

### 3.2 上昇流と渦の関係

中北ら (2016) は X バンド MP レーダのドップラー速度を用いた解析により, Joseph B, Klemp(1989)などで挙げられるスーパーセルの発達初期に見られる渦管の立ち上がりと同様の構造がゲリラ豪雨をもたらす積乱雲においても確認できることを示した. 本研究で開発するモデルの目的の一つが, このゲリラ豪雨をもたらす積乱雲の発生時における上昇流と渦の関係について観測で得られない, 雨粒を伴わない気流の情報を補完することにある. 本節ではウォームバブルの実験を行い上昇流と渦の

関係について調べる. .L.Weisman and J.B.Klemp(1984)の数値実験を参考に実験を行う. 計算領域は  $80\text{km} \times 80\text{km} \times 20\text{km}$  で, 格子間隔は水平が  $500\text{m}$ , 鉛直が  $250\text{m}$  である. 時間間隔は  $\Delta t = 0.5[\text{s}]$ ,  $\Delta \tau = 0.1[\text{s}]$  とした. 東西風, 温位, 水蒸気混合比を Figure3.3.3 のように与え, 高度  $1.5\text{km}$  に最大  $1.5\text{K}$  のウォームバブルを設置する. また, 乱流を駆動させるために速度にランダムな微小擾乱をあたえた. 境界条件は側面は放射境界, 上下面は free-slip とする. コリオリ力は考慮しない.

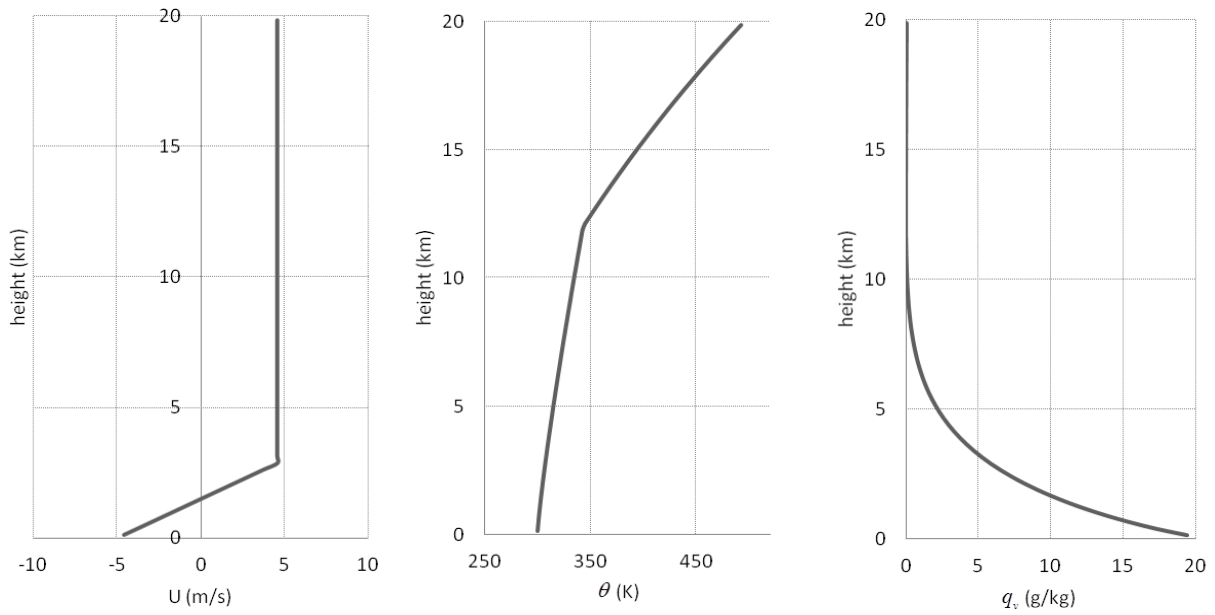


Figure13 Initial condition

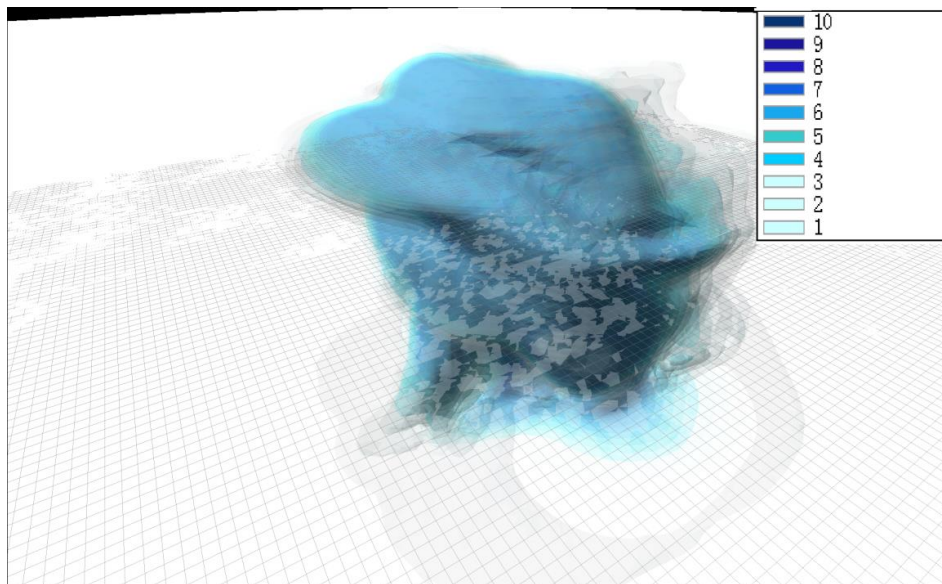


Figure14 Cloud and rain water mixing ratio at 40min

Figure14 は計算開始 40 分後の雲水・雨水混合比の和である。高度 10km を超えて強い積乱雲が発達しており、地上に激しい降水をもたらしている。この積乱雲の生成について、レーダ反射強度、上昇流、鉛直渦度、Q 値に着目する。レーダ反射強度は以下の Kessler(1969)と Rogers and Yau(1989)の方法を用いてモデル内で計算された雨水混合比より得られる。

$$Z = 10 \log_{10} \left( (\rho^{0.286} q_r)^{1.74} * 17300 + 1 \right) \quad (3.2.1)$$

また、Q 値は以下のように定義される

$$Q = \frac{1}{2} (W_{ij} W_{ij} - S_{ij} S_{ij}) \quad (3.2.2)$$

$$W_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad (3.2.3)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_i} - \frac{\partial u_j}{\partial x_j} \right) \quad (3.2.4)$$

$W_{ij}$  及び  $S_{ij}$  は流体の回転運動とひずみを表し、 $Q$  値が正の場合、ひずみに対して回転運動が大きいことを表す。また、一定密度の圧力のポアソン方程式を考えると

$$Q = \frac{\nabla^2 P}{2\rho_0} \quad (3.2.5)$$

となり、 $Q$  が正ならば圧力勾配は下に凸となり低圧力渦管を抽出することができる (Figure15)。この  $Q$  値は乱流解析において回転運動を伴った渦構造を抽出するのしばしば用いられている(宮内ら, 2000 など)。

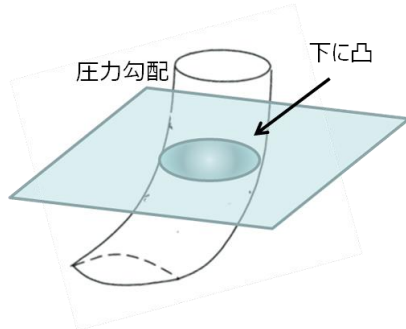


Figure15 Low pressure eddy when  $Q > 0$

以下の Figure16~Figure20 に計算開始 5 分後~25 分後のレーダ反射強度, 鉛直速度, 鉛直渦度,  $Q$  値を示す。

Figure16 では  $Q$  値がバブルを設置した場所の周辺にみられる。これは  $U$  の鉛直シアによって生じる水平渦がバブルに引っ張られ回転運動が強化されているためである。Figure17 で 2m/s の上昇流が見られると、上昇流に引っ張られた渦管がより顕著に表れるようになる。

Figure18 では降水がレーダによって初めて観測され、また持ち上げられた渦管による鉛直渦度も確認できる。中北ら (2013) の豪雨のタマゴはこの段階で探知することができる。その後、Figure19, 3.2.10 で積乱雲が発達するとともに、渦管が伸びていく様子が確認でき、上昇流を挟み込むように発達する渦管が見られる。これは中北ら (2016) で得られた知見と一致するものである。

このように本モデルを用いた計算によって、レーダで発見できる豪雨のタマゴより前の段階の上昇流と渦の関係や、積乱雲の発達において観測で得られない周囲の気流等の様子を再現することが期待できる。

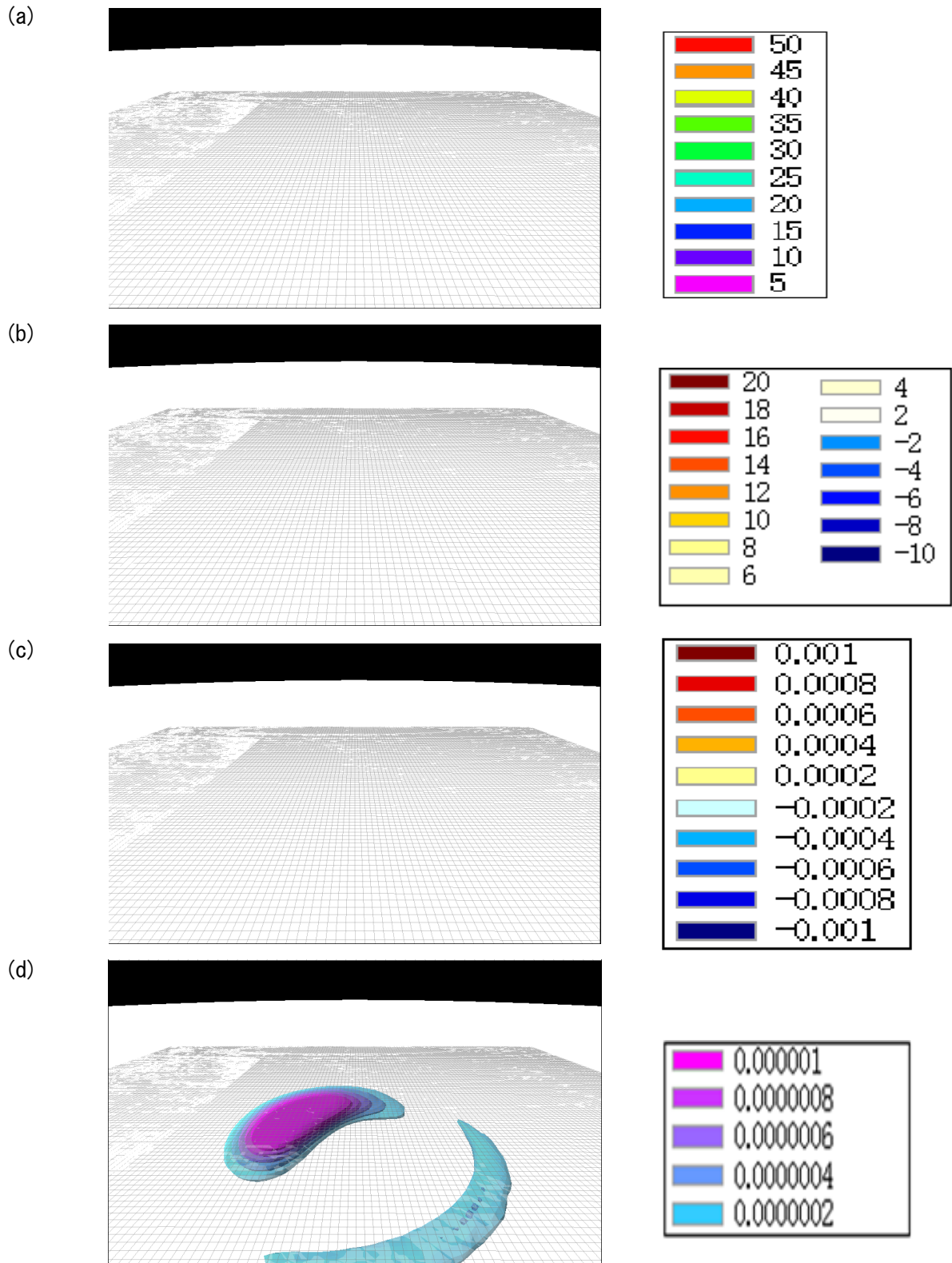


Figure16 (a) radar reflected intensity, (b) vertical velocity, (c) Vertical vorticity, (d) Q at 5min



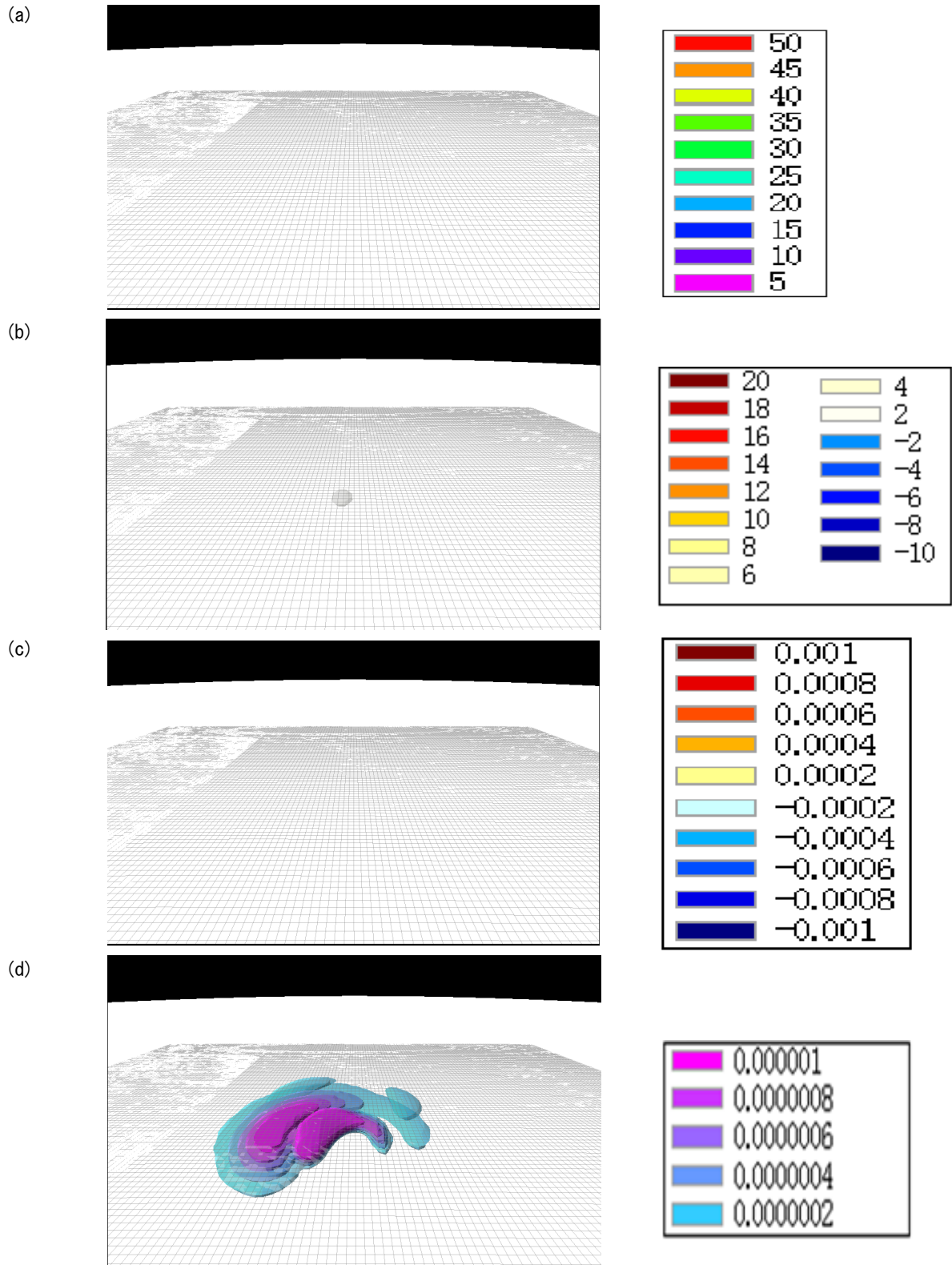


Figure17 (a)radar reflected intensity, (b)vertical velocity, (c)Vertical vorticity, (d)Q at 10min

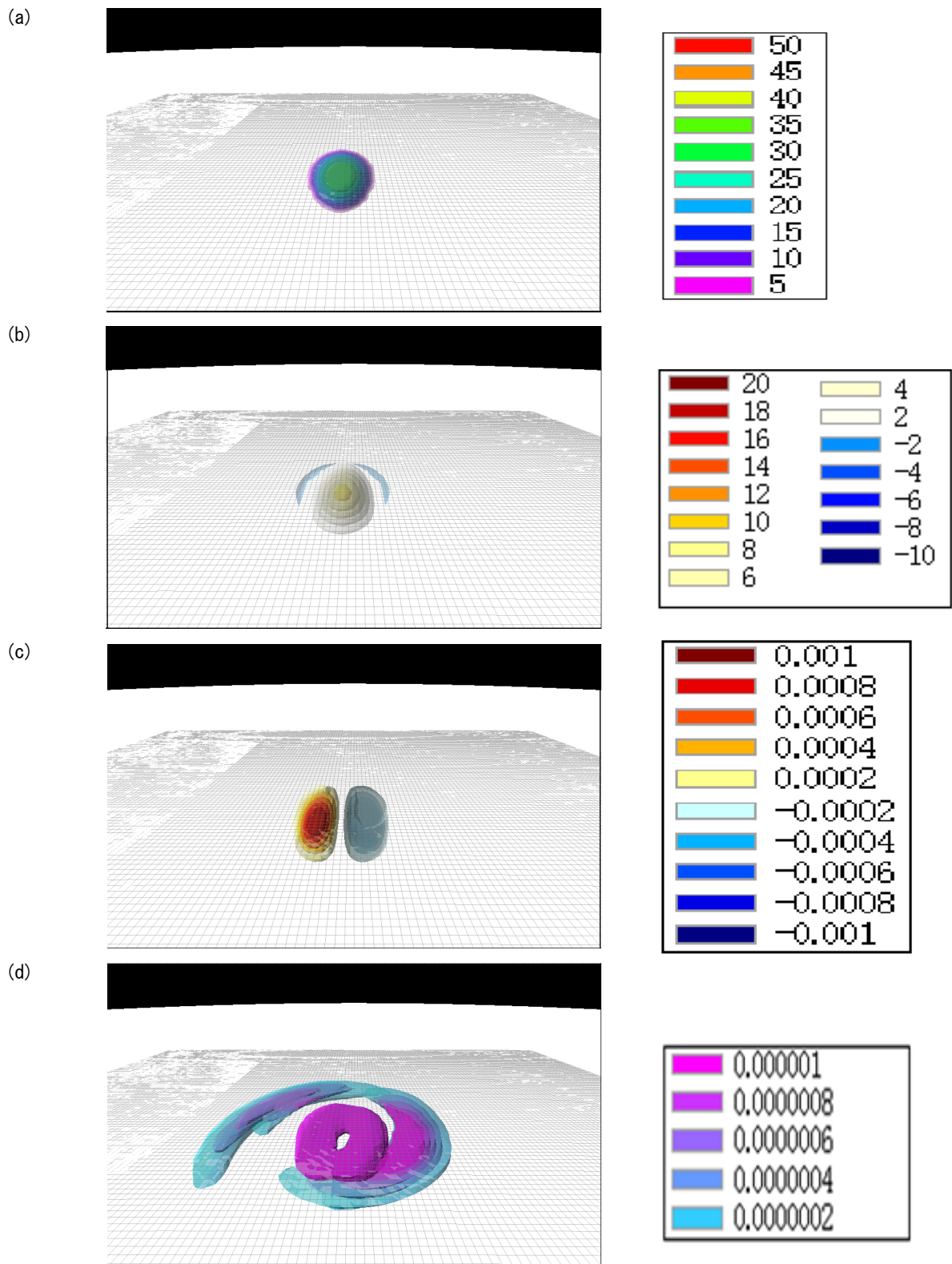


Figure18 (a)radar reflected intensity, (b)vertical velocity, (c)Vertical vorticity, (d)Q at 15min

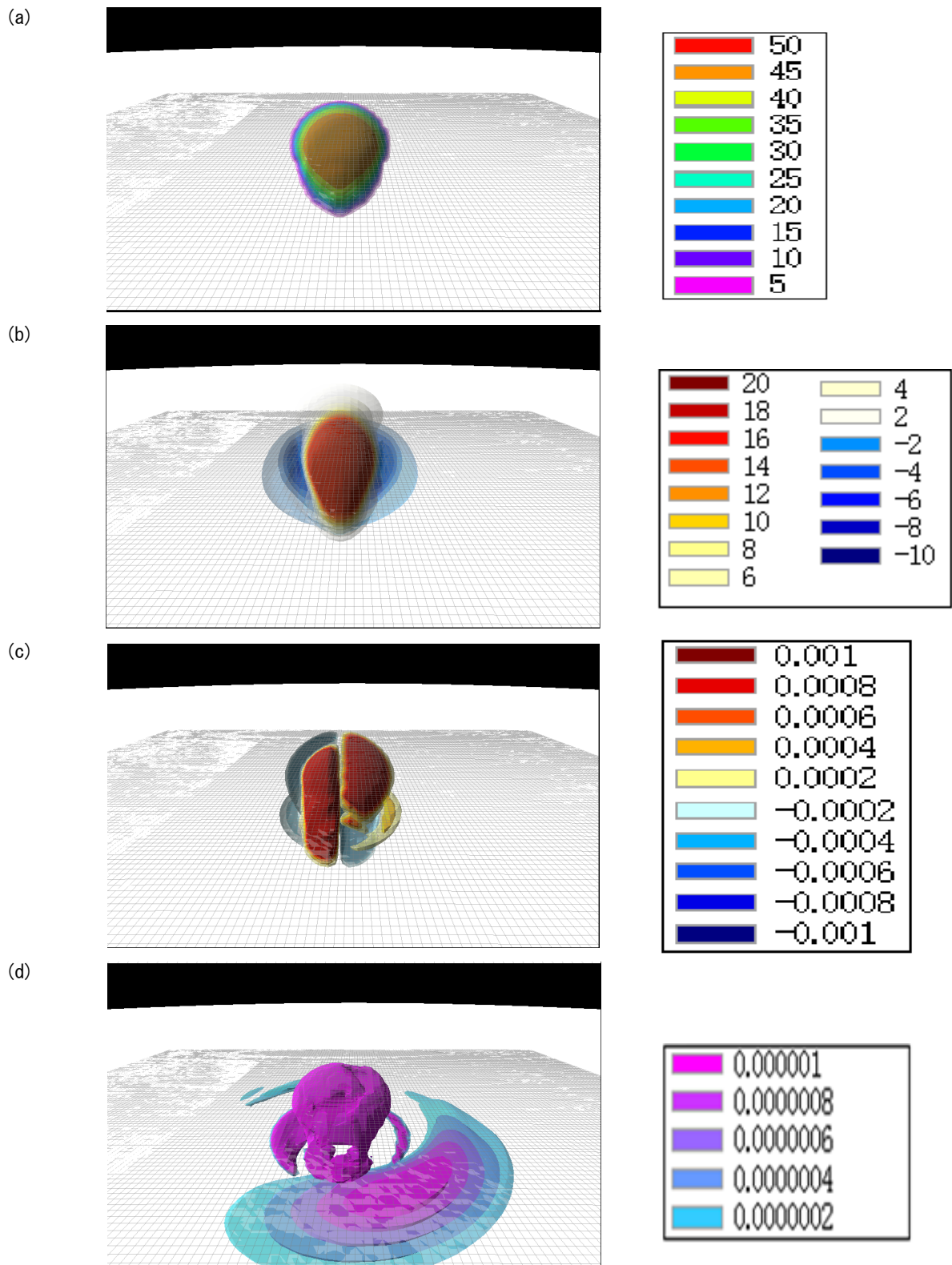
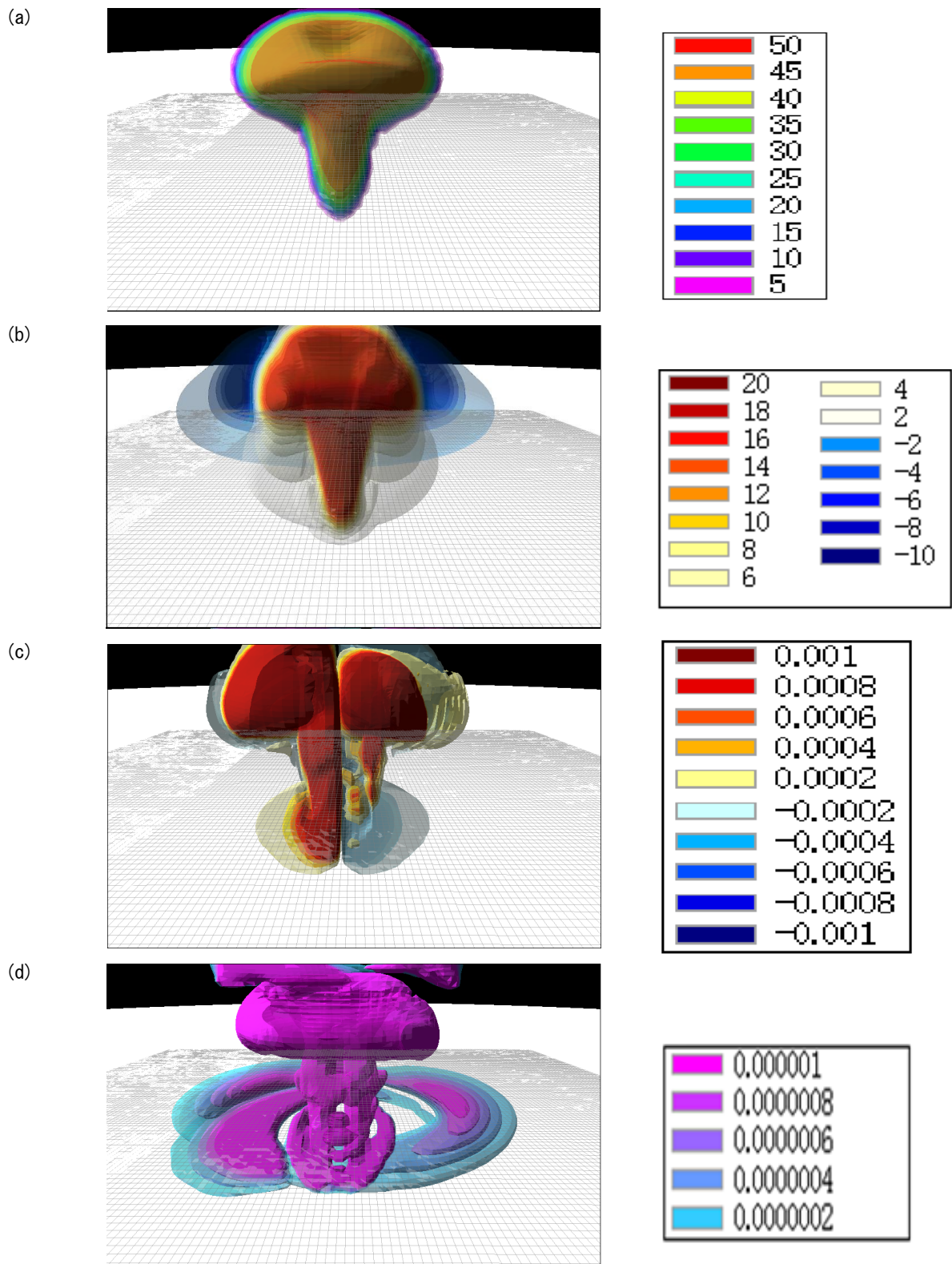


Figure19 (a)radar reflected intensity, (b)vertical velocity, (c)Vertical vorticity, (d)Q at 20min



#### 4. 六甲山・神戸市を対象とした数値実験

##### 4.1 豪雨の「種」とタマゴ

豪雨の「種」とタマゴに関して観測では得られない情報をモデルからのアプローチで補完することが本研究で開発したモデルの目的である。Figure21はFigure1の白石(2009)の積乱雲の一生に関して豪雨のタマゴと「種」を示したものである。中北ら(2013)ではレーダの観測により、鉛直渦度に着目することで豪雨のタマゴの早期探知、危険性評価を行う手法を開発した。また、中北ら(2016)では3章で述べたように、ゲリラ豪雨をもたらす孤立積乱雲において、スーパーセルの発達初期に見られるような正負の渦管のペアが確認された。しかし、渦管と積乱雲の発達に関する詳しいメカニズムは未だ解明されておらず、またレーダによる観測では降水粒子を伴わない気流の渦については観測することができない。加えて、豪雨のタマゴの前の段階である豪雨の「種」となるであろう都市上空の熱による上昇流(プルーム)についてもレーダでは観測できない現象である。こちらはドップラーライダーや境界層レーダによる観測が試みられているが、ドップラーライダーは2次元平面での、境

界層レーダは鉛直1次元の観測であり3次元でのプルームの分布や渦のつながりを追うことは困難である。これらに関してモデル計算により知見を得ることが最終的な目的である。本章では開発したモデルを用いた計算を行い、都市上空での熱プルームについて調べるとともに、豪雨の「種」・タマゴに関して観測では得られない渦の情報が見られることを確認する。

##### 4.2 神戸市・六甲山における降雨

神戸市付近ではしばしば強い降水をもたらす積乱雲が発生、発達する。積雲が発生しやすい原因として下層の紀伊水道から入る湿った南寄りの風が六甲山の地形により強制上昇し、中層の瀬戸内の西寄りの風と収束することが考えられる。この南寄りの風は海側から神戸市街を通り六甲山にぶつかるが、この際都市からもたらされる熱や乱れの影響を受けていることが予想される。

Figure22は2014年8月23日の午前11時頃に六甲山上空で積雲が急激に発生、発達した事例である。本章ではFigure22の事例を参考に数値実験を行う。

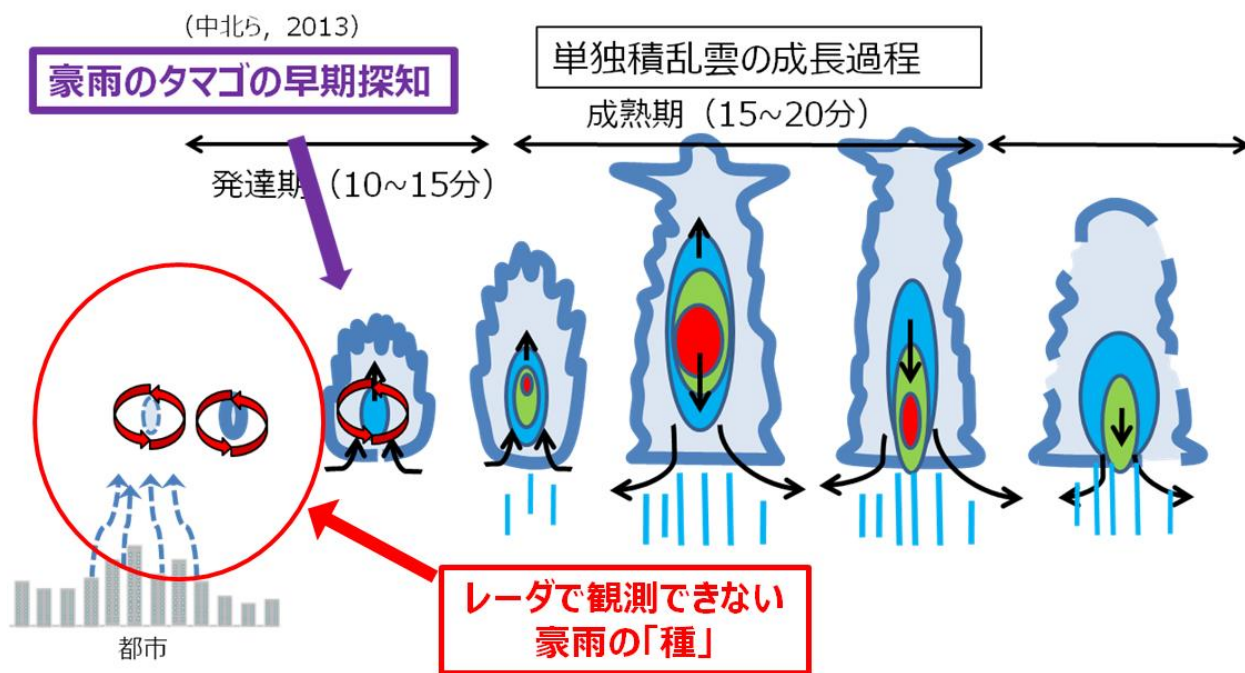


Figure21 Convection genesis (白石, 2009 より引用)

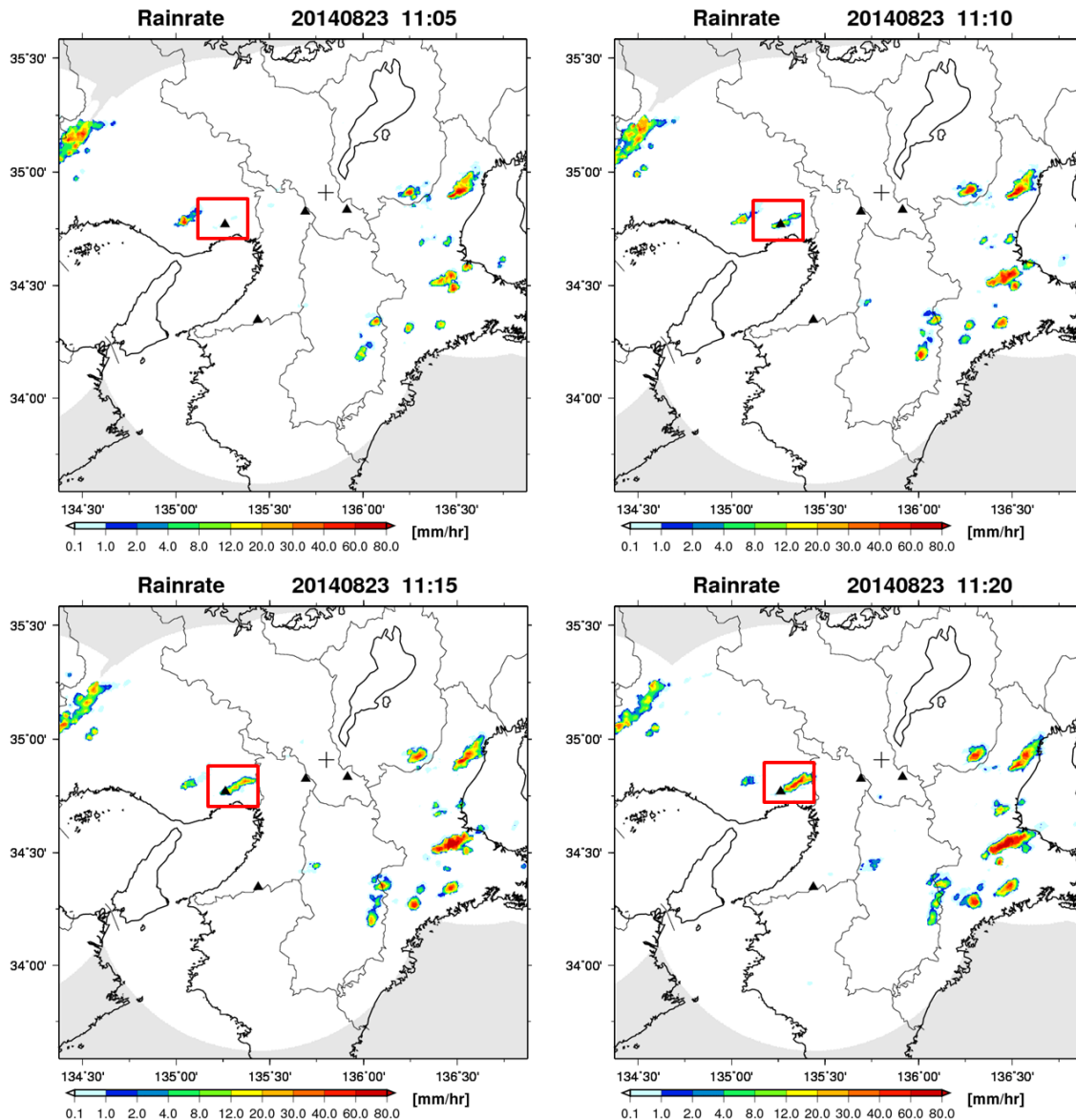


Figure22 Rain rate from radar observation

### 4.3 実験の設定

Figure24 に示した計算範囲で都市の条件を変えて比較実験を行う。格子間隔は水平は 60m, 鉛直は 4m~60m でストレッチさせた。格子数は  $165 \times 330 \times 100$  で最上端が 4871m である。時間間隔は  $\Delta t = 0.3[s]$ ,  $\Delta \tau = 0.06[s]$  とする。対象日の午前 10 時を初期値として、2 時間の計算を行う。初期条件は温位、水蒸気に気象庁 MSM-GPV の初期値を時間・空間平均した午前 10 時における水平一様の値を与え、南北風に計算領域の南側に位置する MSM-GPV の点の初期値を時間平均したものについて高度 1km の値を 1km 以上は一定、それより低い場所では 1/7 乗則に従うとして与えた (Figure23)。境界条件は東西が free-slip, 南側が流入境界, 北側が放射境界とした。南側の流入境界では南北風, 圧力を固定

し、湿潤な空気の侵入を表現するため南北風速の初期値で用いた MSM-GPV の点の水蒸気混合比の鉛直分布 (Figure21.2) を流入値として用いる。また、乱流を駆動させるために温位に  $\pm 0.1[K]$  の擾乱をあたえた。Table3 のパラメータは近藤 (2000), 一ノ瀬ら (1997) などを参考に設定した。熱・混合比の粗度長  $z_{oh}$  は海面では運動量の粗度長  $z_{om}$  と等しいとし、陸面においては Garatt and Francey(1978)より、 $\log(z_{om} / z_{oh}) = 2$  の関係から与えられる。表面温度, 人工排熱については Figure2.3.1, 2.3.3 の 10 時から 12 時の時間変化を与えた。計算結果は 30 [s] ごとに出力される。Figure24 は本章の計算領域の標高と建物階数分布 (最高は 50 階), 建蔽率である。建物階数は一階 4m で計算される

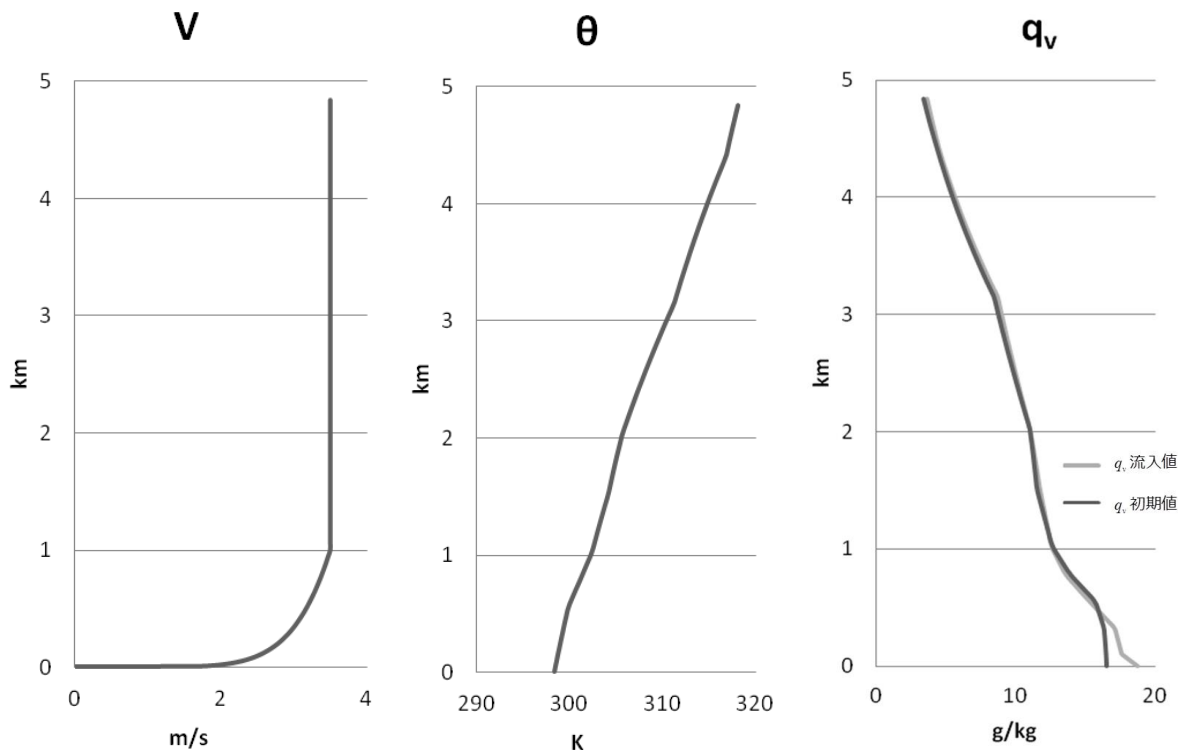


Figure23 Initial and boundary condition

Table3 Surface parameter

Land use	Roughness length $z_{0m}$	Efficiency of evapotranspiration $\beta$
Urban	0.01	0.05
Mountain	0.5	0.3
Sea	0.0001	1

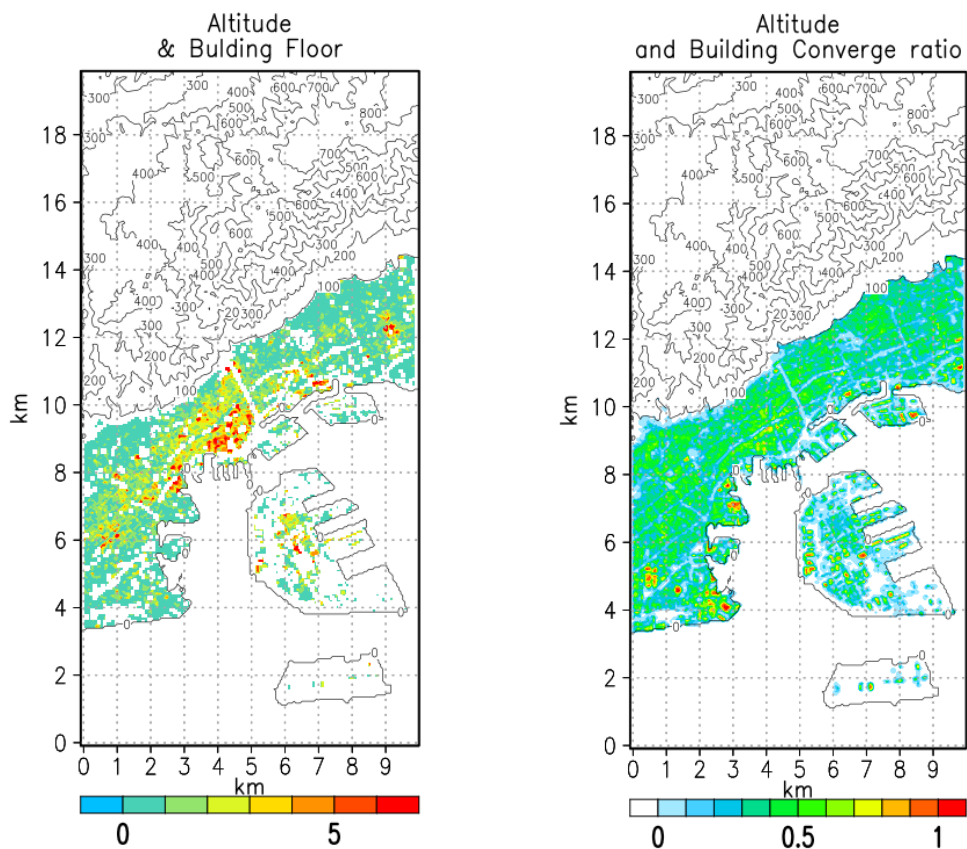


Figure24 Altitude and floor number (L) , Converge ratio (R) at 60m grid

#### 4.4 実験結果

実験結果について、熱ブルームによる混合層の発達と、豪雨の「種」・タマゴと渦の関係についてそれぞれ

3次元の画像を用いて示す。3次元の図に関して画像作成ソフトの仕様上、画像手前の神戸空港が海面のように描かれているが計算上は陸面として扱っている。



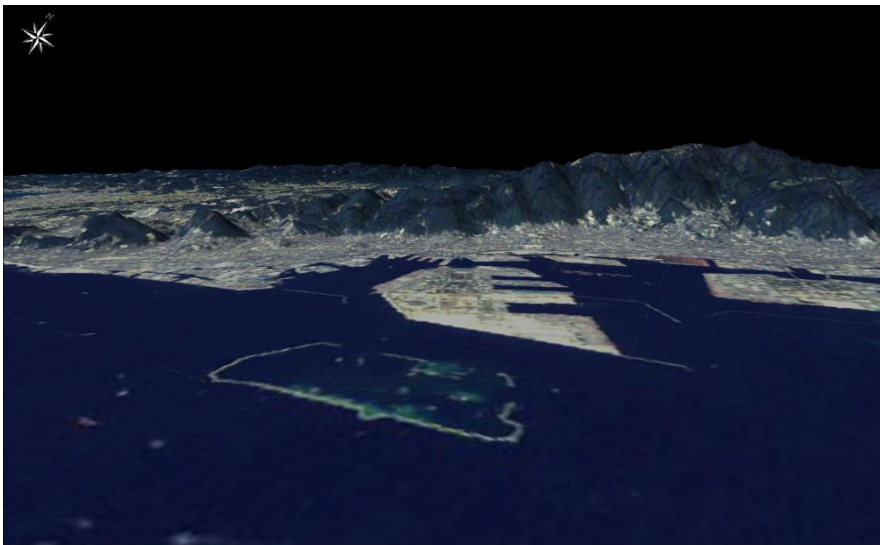
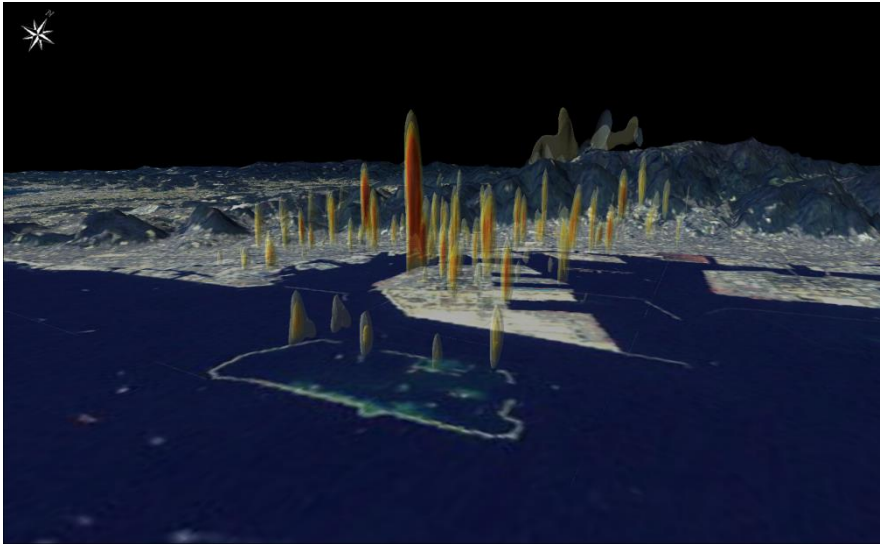
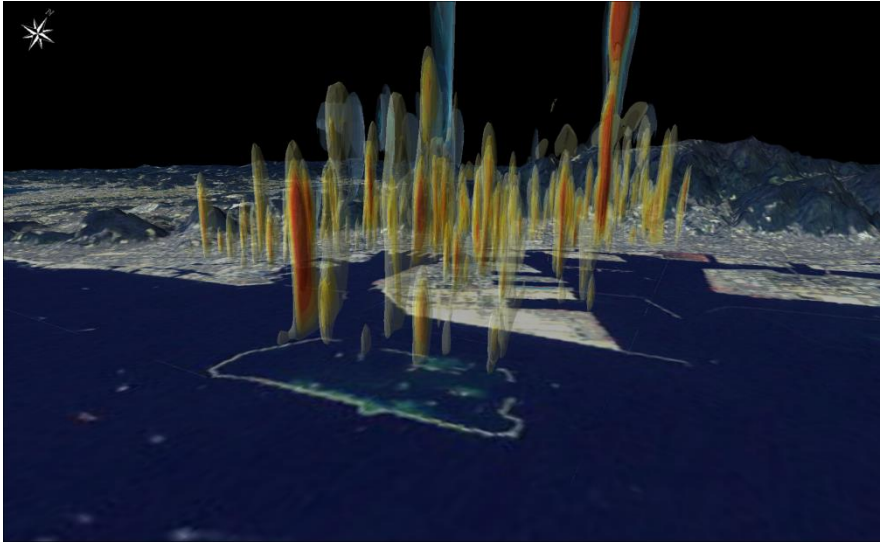
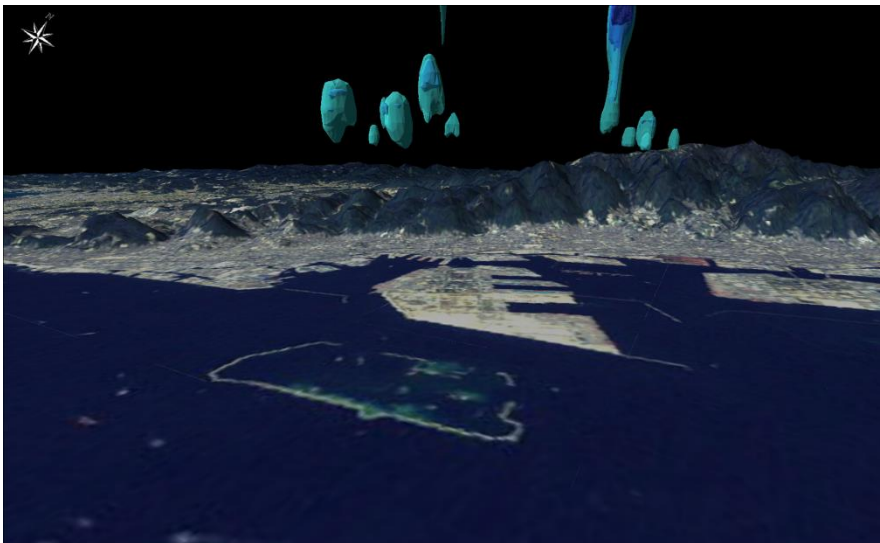
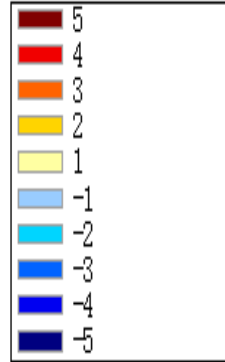


Figure25 Vertical velocity and water mixing ratio at 20 min



w\_velocity (m/s)



water\_mixing\_ratio (g/kg)

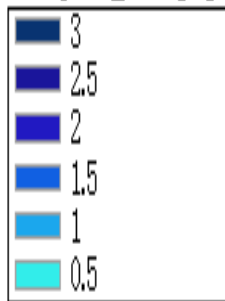
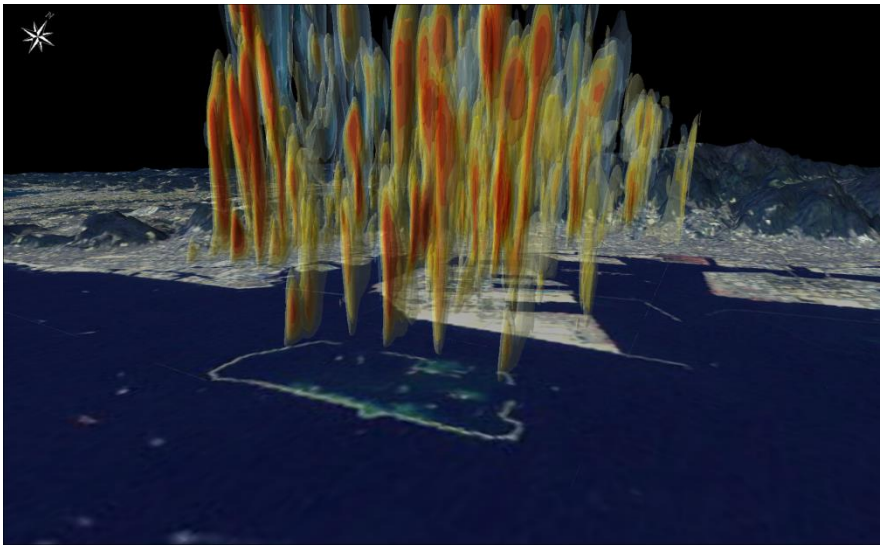
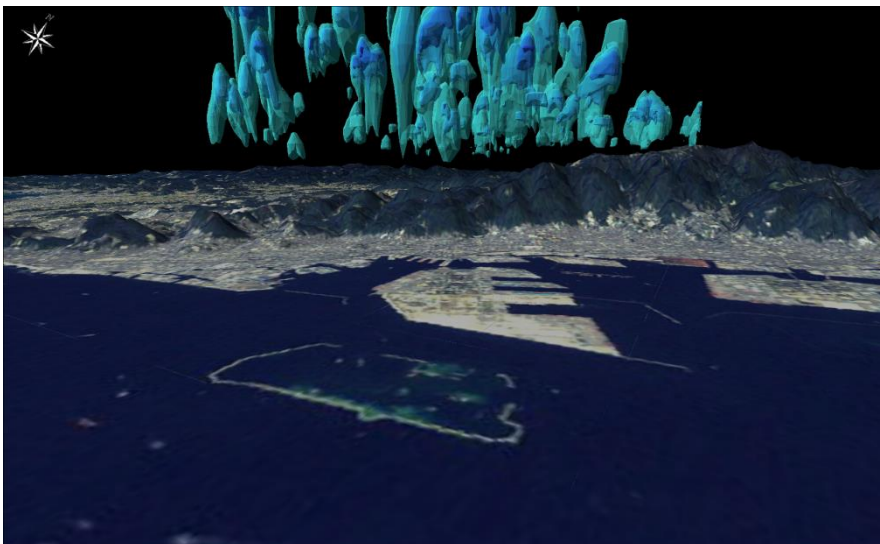
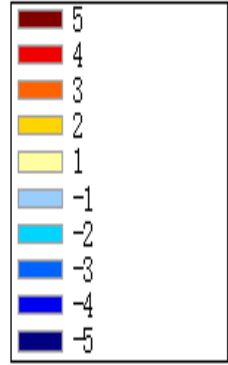


Figure26 Vertical velocity and water mixing ratio at 30 min



w\_velocity (m/s)



water\_mixing\_ratio (g/kg)

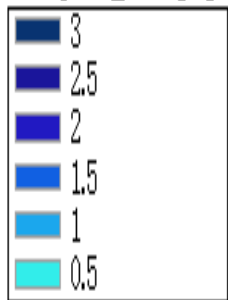


Figure27 Vertical velocity and water mixing ratio at 60 min

#### 4.4.1 都市上空で発達する熱プルーム

Figure25～4.4.3に計算開始後20分後、30分後、60分後の上昇流と雲水・雨水混合比の和について3次元の分布を示した。それぞれの時刻は熱プルームが発生し、そのうちのいくつかは雲を発生させる高度まで届き、熱プルーム群が混合層を押し上げ都市上空での降雨を降らせる様子について示している。計算開始20分後のFigure25では都市上空にいくつかのプルームが立ち始めている様子が見られる。この時雲・雨はまだ発生していない。計算開始30分後のFigure26ではいくつかの熱プルームが上空に伸び、雲が発生していることが確認できる。Figure27の計算開始60分後になると熱プルーム群のが上空に伸びており、雲・雨が広がっている様子が見られる。このように都市上空で都市の熱により発達する熱プルームは全てが同じように発達するのではなく、まずいくつかの熱プルームが雲を凝結させる高度まで届き、その後に発達した熱プルーム群により混合層が押し上げられ都市上空で広く雨を降らせることが分かる。このような都市上空で立ち上がる熱プルーム群の発達3次元分布は観測では得られない、またこの解像度で都市を表現することで計算で初めて捉えられた現象である。

#### 4.4.2 豪雨の「種」・タマゴと渦管の発達

Figure28～4.4.7に、計算開始15分後、21分後、25分後、45分後の雲水混合比、雨水混合比から求めるレーダ反射強度、鉛直渦度、渦管(Q値)について3次元のFigureを示した。それぞれの時刻では、渦管が立ち上がり、雲水が凝結し、レーダ反射強度が現れ、発達した雲が都市に降水をもたらす様子を示している。Figure21に示した「種」とタマゴの成長Figureについて、Figure28、4.4.5は豪雨の「種」の段階、Figure30が豪雨のタマゴ、Figure31が積乱雲の成熟期にあたる。Figure28の計算開始15分後都市上空で渦管がいくつか立ち上がる様子が見られる。Figure29の計算開始21分後では渦が上空にのび雲が凝結している。この時、鉛直渦度の正負のペアも確認できる。Figure28、4.4.5ではレーダ反射強度はまだ確認できず、気象レーダによって豪雨のタマゴとして捉えられる前の段階で正負の渦のペアが捉えられていることが分かる。Figure30の計算開始25分後において、初めてレーダ反射強度が確認でき、正負の鉛直渦度も見られる。これがレーダで観測できる豪雨のタマゴにあたるが、この時渦管をみるとレーダ反射強度が見られるより低い高度に渦管が確認でき、これはレーダでは捉えられない情報である。このように本研究で開発したモデルを用いることによって、豪雨の「種」やタマゴについて観測では得られない知見を得ることが示された。

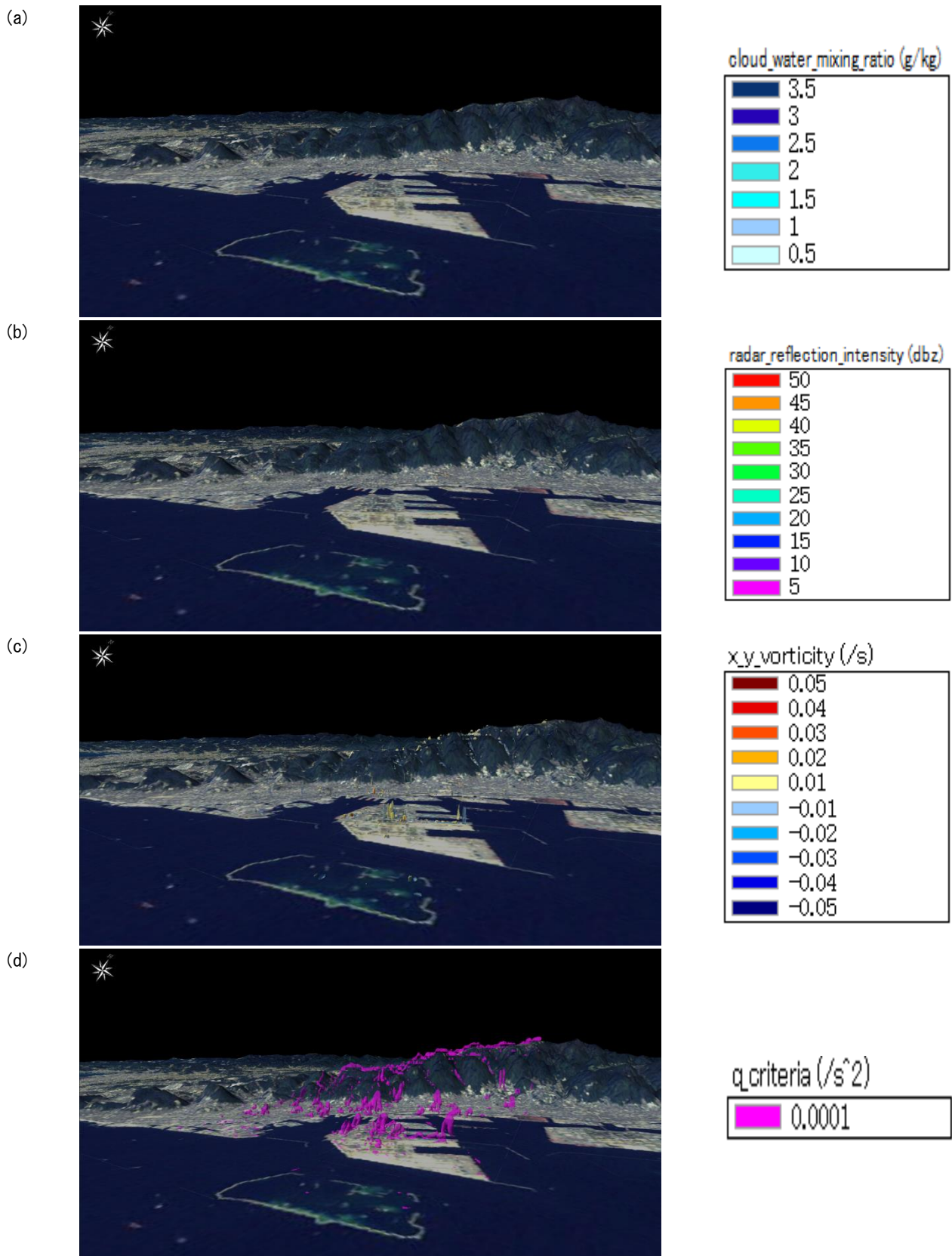


Figure28 (a)Cloud water mixing ratio, (b)Radar reflected intensity  
(c)Vertical velocity, (d)Vortex tube (Q) at 15 min

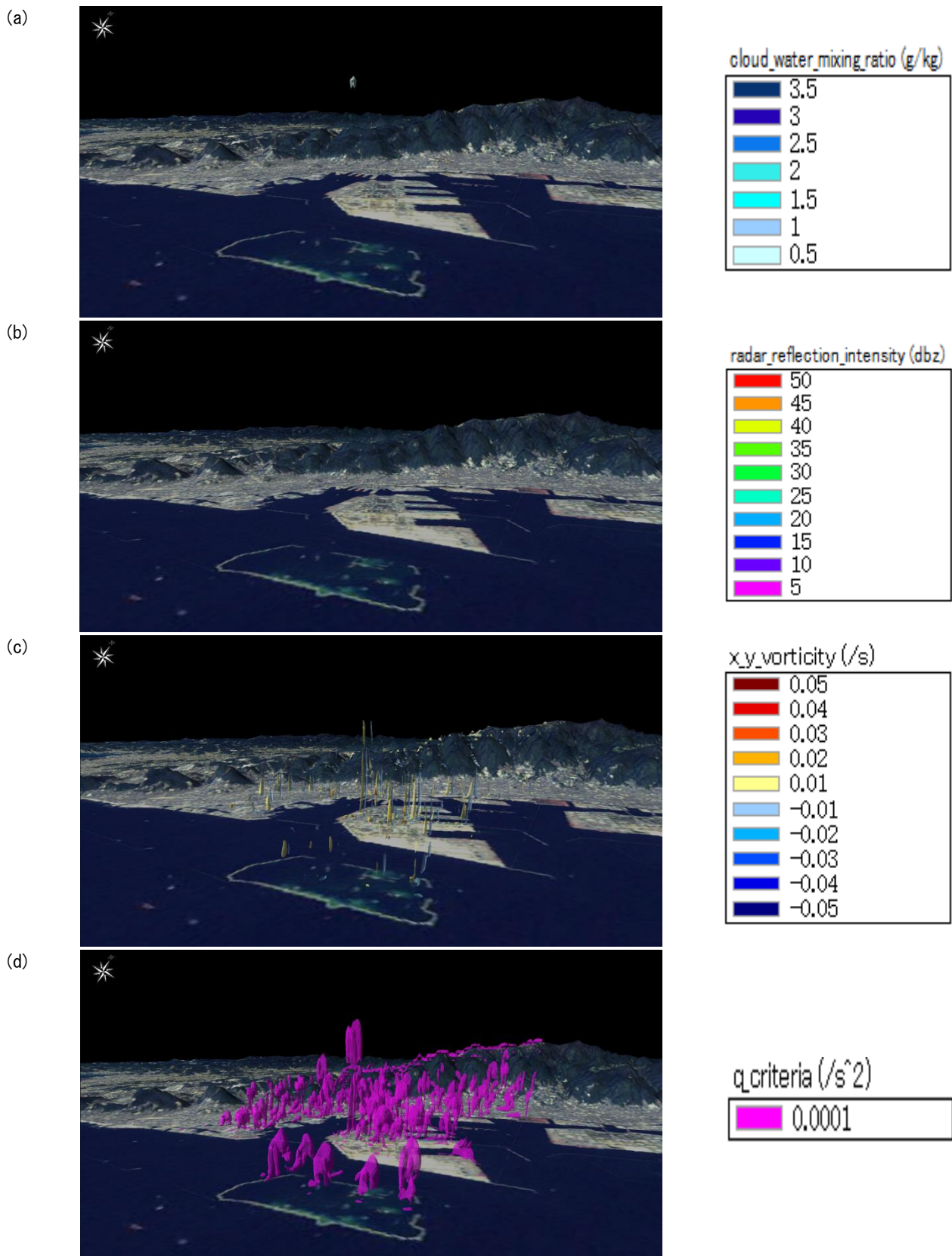


Figure29 (a)Cloud woter mixing ratio, (b)Radar reflected intensity  
(c)Vertical velocity, (d)Vortex tube (Q) at 21 min

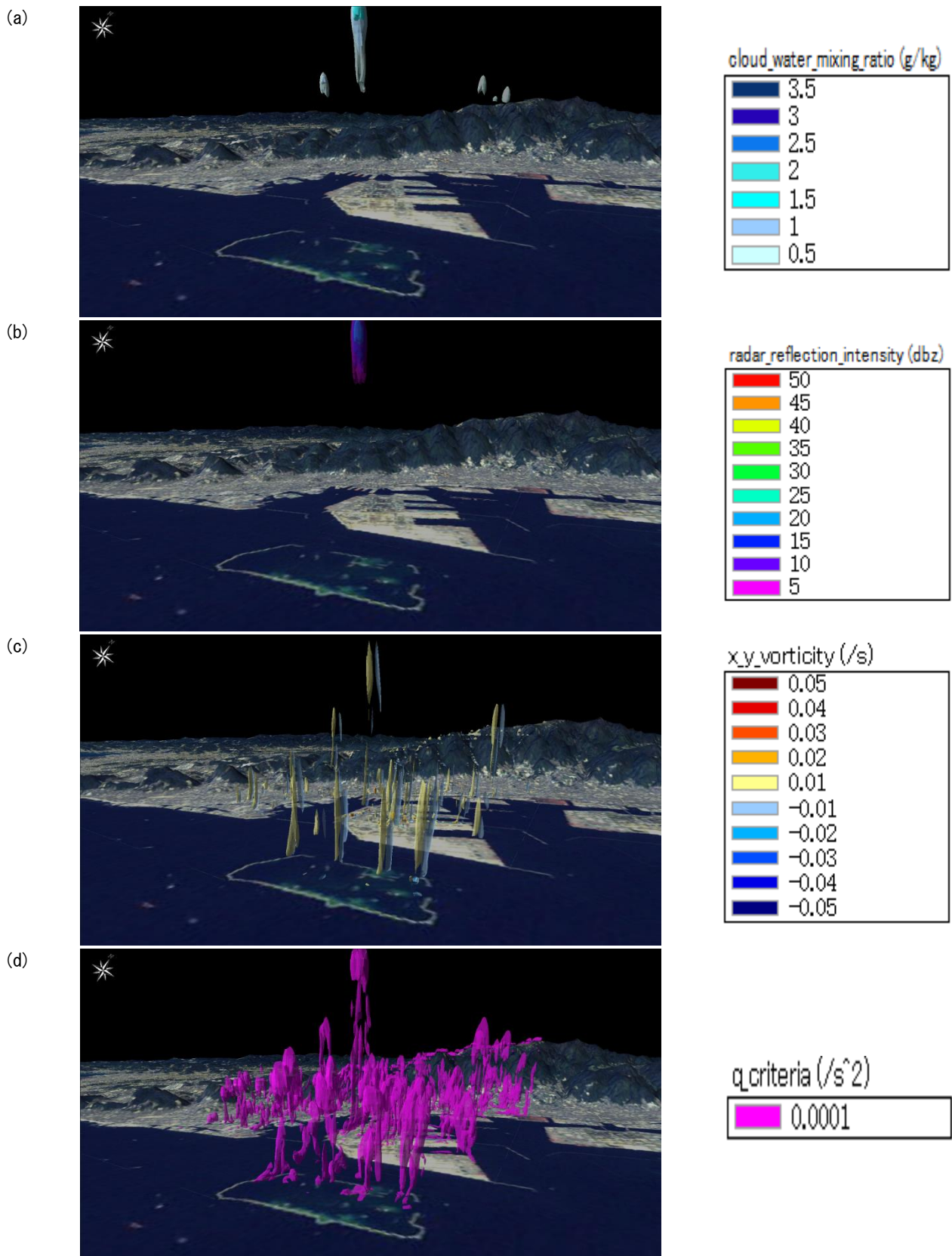


Figure30 (a)Cloud water mixing ratio, (b)Radar reflected intensity  
(c)Vertical velocity, (d)Vortex tube (Q) at 25 min

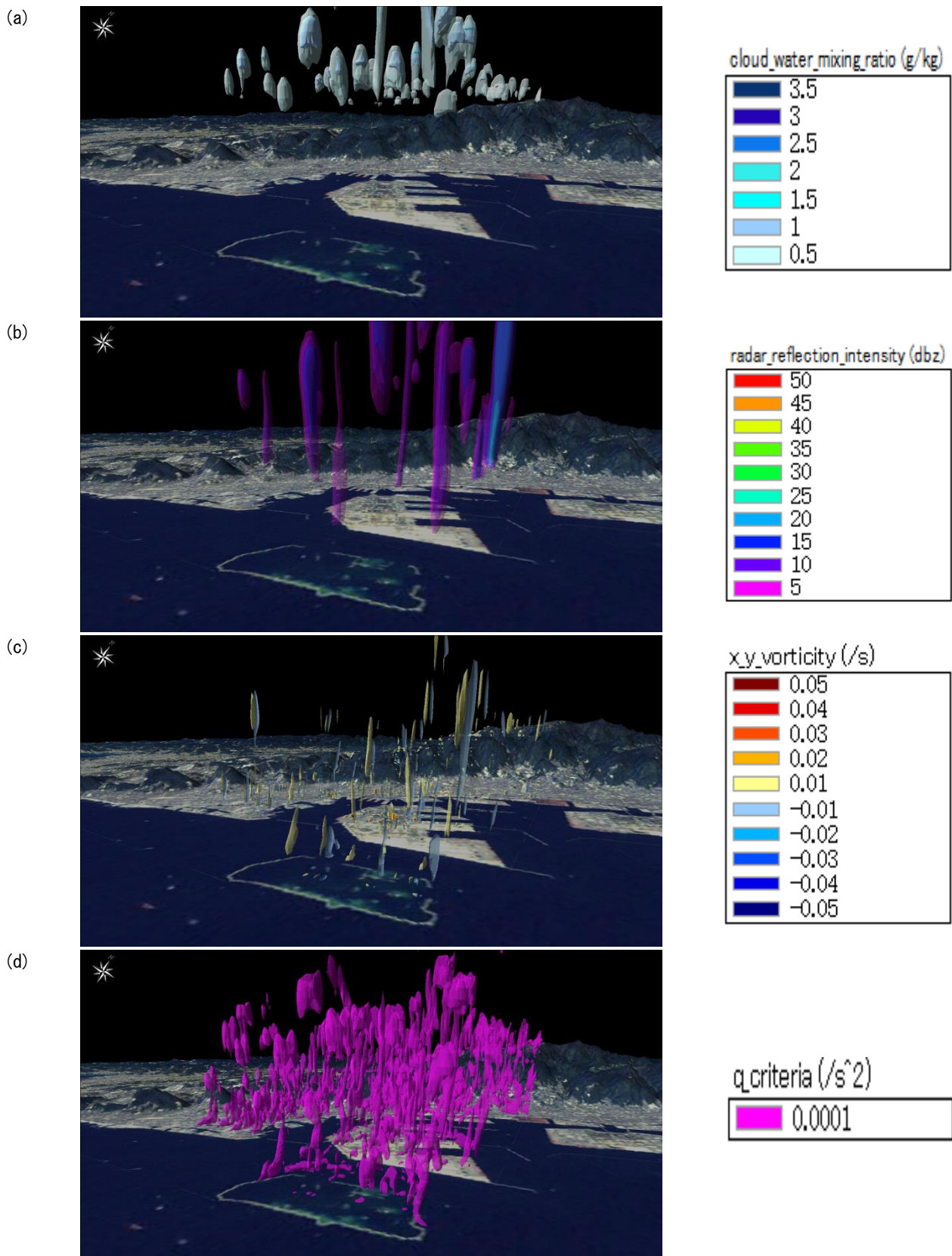


Figure31 (a)Cloud water mixing ratio, (b)Radar reflected intensity  
(c)Vertical velocity, (d)Vortex tube (Q) at 45 min



#### 4.4.3 まとめ

本章では神戸市・六甲山を対象とした理想化した大気場での数値実験を行い、本研究で開発したモデルによって豪雨の「種」、タマゴに関する観測では得られない情報が得られることを示した。特に熱ブルームの3次元的な分布を捉えられたこと、また豪雨のタマゴより速い段階で渦を捉えられたことが大きな成果である。今後はより都市を詳細に表現し、また現実に近い大気場での計算を行うこと、また観測との比較を行うことが必要となると考える。

次章では本章の実験について都市の条件を変えて比較実験を行い、積雲の生成に関する都市の影響について調べる。

### 5. 積雲の生成に対する都市の影響

#### 5.1 比較実験の設定

前章では開発したモデルを用いて神戸市、六甲山を対象とした数値実験を行い豪雨の「種」・タマゴに関して開発したモデルから得られる知見に関して述べた。本章では前章で行った計算に関して都市の条件を変え比較

実験を行い積雲の生成に関する都市の影響を示す。

Table4の4つの実験設定を用いて比較実験を行った。実験①は前章で行った実験であり、これを本章では基本として比較を行う。実験②では都市全体としての効果を調べるために都市を草地に変え、人工排熱も考慮しない。実験③では都市の不均一性の効果を調べるため、建物階数、屋根面・道路面による表面温度と人工排熱を平均して均一に与えた。実験④は都市の形状の効果のみをなくし、建物の高さを考慮しない。表面温度、人工排熱は実験①で用いたものと同様の屋根面積、道路面積分布を用いて最下層に与える。また都市部において粗度長は同様に屋根面積、道路面積分布を用いてTable5の建物用地と道路の値から求められる。Table5は表4.1.3に実験④で用いる建物用地と道路用地を加えたものである。実験③では建物階数として領域内の平均階数3.3階が全ての建物に与えられる。以下、行った4つの実験に関して比較を行い、雲の生成に関する都市の効果について検証を行う。また、本研究では鉛直方向に格子間隔をストレッチしているため、高度に関して有効数字2桁で記述する。

Table4 Setting of calculation

①都市 base	建物形状を考慮 人工排熱、都市表面温度分布あり
②都市 erase	都市を草地に変更 人工排熱なし
③都市 uniform	建物階数を平均する (3.3 階) 人工排熱、都市表面温度を平均
④都市 0 height	建物形状を考慮しない 人工排熱、都市表面温度分布あり

Table5 Surface parameters

Land use	Roughness length $z_{0m}$	Efficiency of evapotranspiration $\beta$
Urban	0.01	0.05
Mountain	0.5	0.3
Sea	0.0001	1
Glass	0.01	0.3
Buildings (only Case④)	1	0.05
Road (only Case④)	0.01	0.05

#### 5.2 実験結果の比較と考察

Figure32は温位の水平平均の鉛直分布、Figure33は水蒸気混合比の水平平均の鉛直分布について初期値とそれぞれの実験の計算開始2時間後の値を示したものである。

計算領域北に位置する六甲山（領域内の最高高度800m）の影響で高度1kmから2kmにおいて温位の低い空気が持ち上がっている。このうち実験②は都市が草地に置き換わっているため下層1kmにおいて他より温位

が低い。また、水蒸気については下層の水蒸気の流入と潜熱によりどの計算でも下層で水蒸気が増加している。

において都市の上空で雲・雨が増加している。実験④は最も雲・雨が多く、実験①と③に比べると特に山地に南

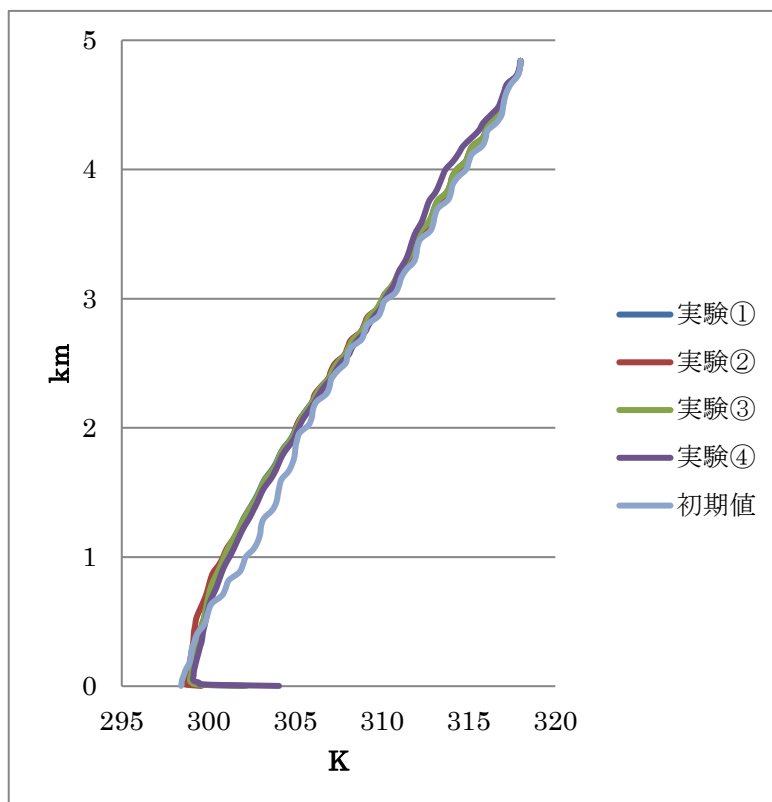


Figure32 Horizontal averaged potential temperature at initial and 2h

このうち、特に実験②で水蒸気が増加しているが、これは草地の蒸発効率が都市より高いこと、都市部での下層風の減速がないことから潜熱が高いためであると考えられる。以降、本節では計算開始1時間後から2時間後までに出力された値の時間平均を行ったものを用いて解析を行う。Figure34にそれぞれの実験の鉛直積算した雲水・雨水混合比の和を示す。実験①、③、④では都市を草地に変えた実験②に比べ、雲・雨の増加が明瞭にみられる。雲・雨の多い場所については特に実験①と実験③

からの風がぶつかる場所で雲・雨の増加が顕著である。また、実験①は実験③と④に比べて雲、雨の場所が西側にかたよっている。Figure32の温位の鉛直分布では山の影響が支配的であるが、1km以下の低層の条件を変えるだけで雲の生成に大きく影響することが分かる。以下、上で挙げたような違いがなぜ出のか詳しく述べる。

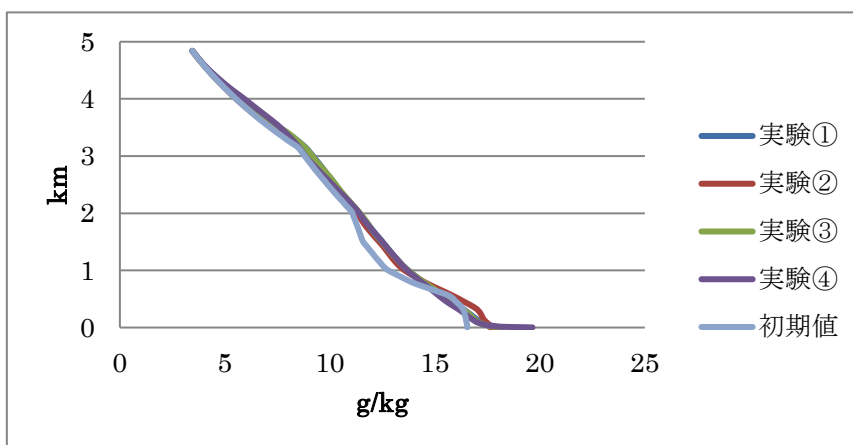
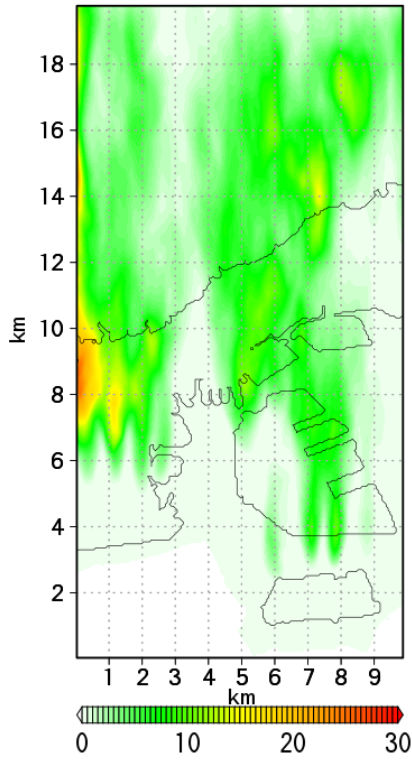
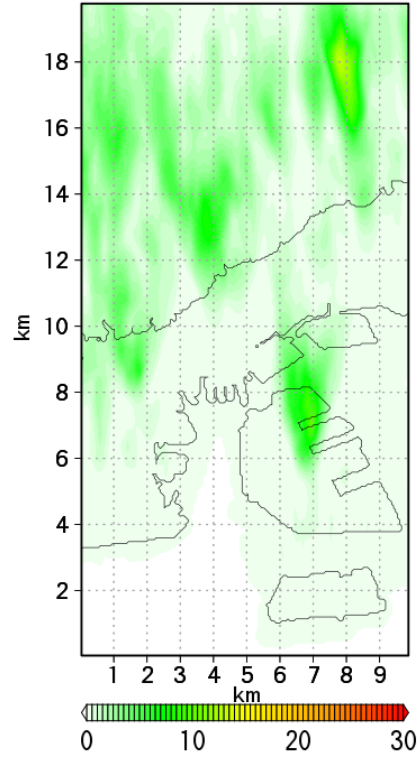


Figure33 Horizontal averaged water mixing ratio at initial and 2h

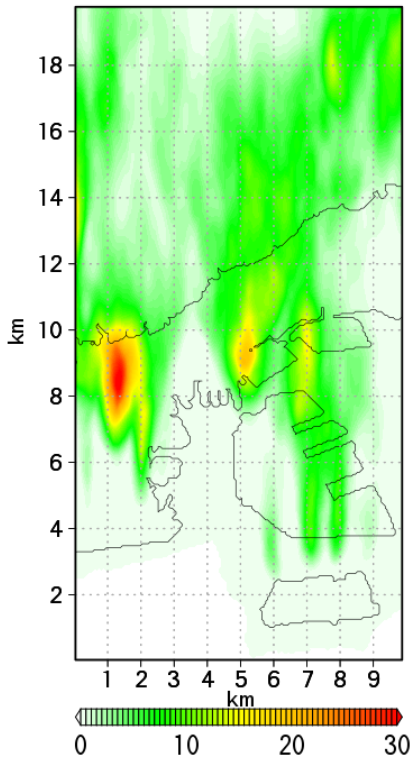
実験① base



実験② erase



実験③ uniform



実験④ 0height

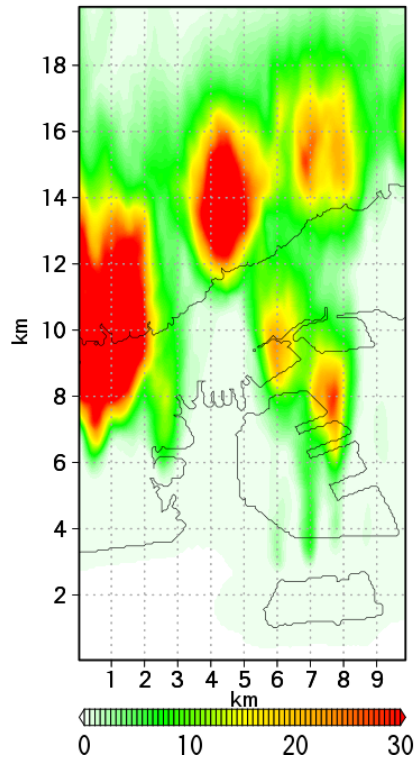


Figure34 Vertical integrated Cloud and rain water mixing ratio [g/kg]

### 5.2.1 都市による雲の増加と場所の変化

実験①と実験②を比較することで都市による降水の増加について検証する。先述したように水平平均場では実験②が下層で水蒸気が他の実験より多いが、温位は低い。Figure35の左図は雲水・雨水混合比の和の鉛直積算に関して実験①から実験②を引いた差を示したものである。下層の水蒸気は実験②の方が多いが雲・雨の量は実験①が、特に都市上空で多いことが分かる。また、Figure35の右図は鉛直風の高度1kmまでの鉛直積算の実験①から実験②を引いた差を示したものである。

Figure36には高度1kmにおける実験①、②それぞれの水平風と収発散を示した。水平風は東西風を5倍して強調し、また暖色系が発散、寒色系が収束を示している。都市上空で強い鉛直風が生まれ、また建物群による水平風の変化によって上空で収発散が強くなっている様子が見られる。このようにわずかに下層数100mにみえない都市の建物群によって熱プルームが発達し、また都市上空における水平風の収発散に影響を与え、雲・雨を変化させていることが分かる。

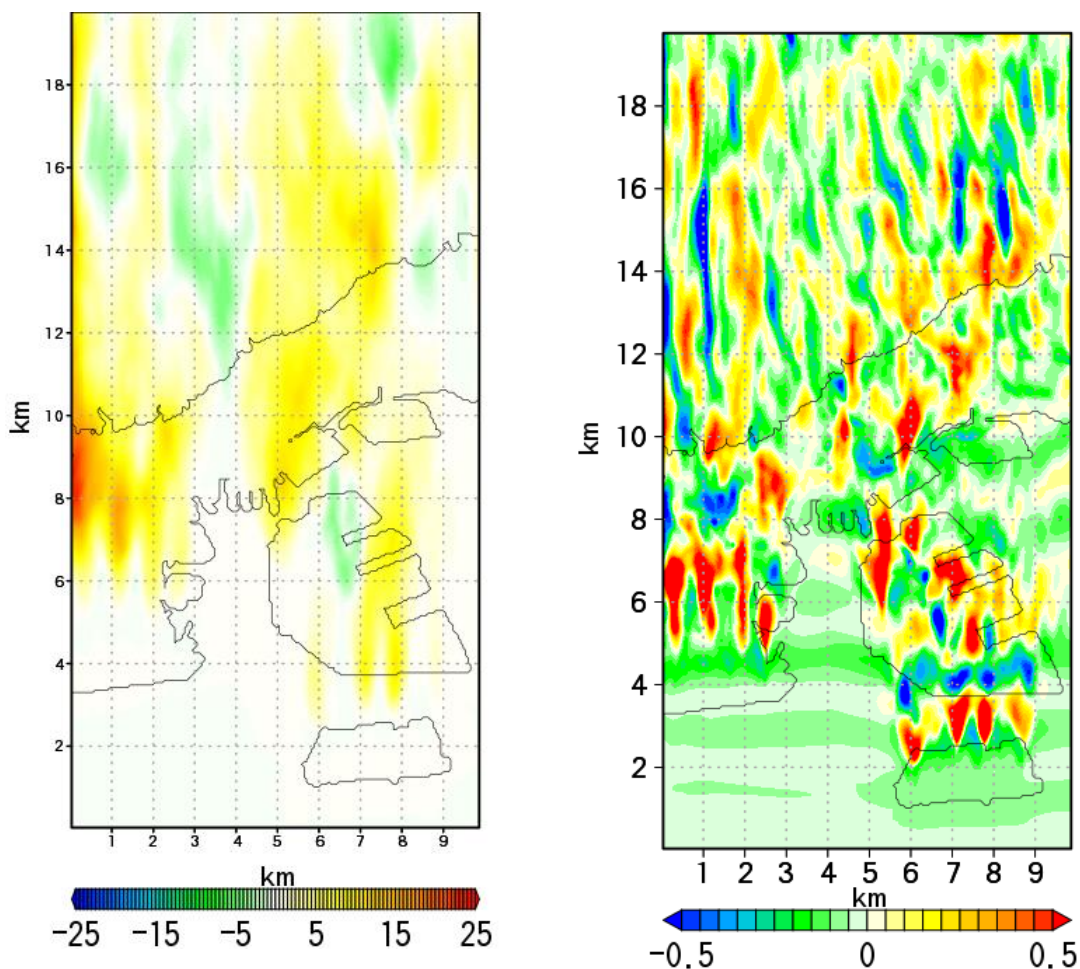


Figure35 Different between ① and ② of vertical Integrated  
 (L) Cloud and rain water mixing ratio[g/kg]  
 (R) vertical velocity [m/s] (from 1km high)

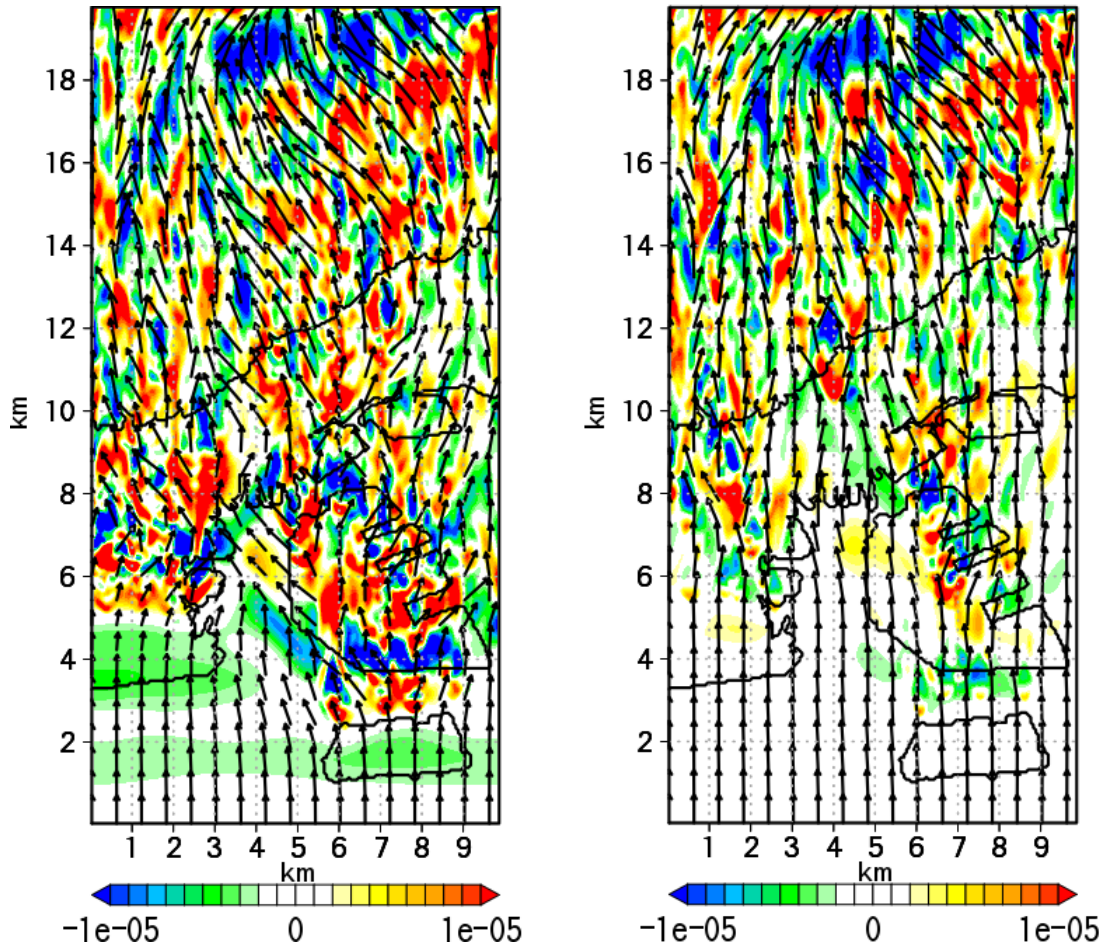


Figure36 Vertical velocity[m/s] and diffusion[/s]  
of (L)①, (R)③ (intensified horizontal velocity)

### 5.2.2 都市の高層建築による障壁効果

実験①と実験③を比較することで、都市の建物高さの分布が与える影響について検証する。Figure37の左図は雲水雨水混合比の和を鉛直積算した値について実験①から実験③を引いた差を示している。雲・雨の量に大きな違いはないが、位置がずれていることが分かる。また、右図はFigure24に示した建物階数分布に関して、高層建物群が集まる場所を示した。実験③では建物階数を平均しているためこのような建物の高さ分布は再現されない。そこで、Figure36に高度1kmにおける実験①、③それぞれの水平風と収発散を示した。水平風は東西風を5倍して強調し、また暖色系が発散、寒色系が収束を示している。実験①では建物群が障壁となり風速が減衰し迂

回するような流れができるが、実験③ではこれが表現されていないことが分かる。それに伴って高層建物群の両脇における雲・雨の位置に変化が生じている。本研究では東西境界はfree-slipとしているため、実験①で迂回した流れが境界にぶつかり西側で雲・雨の多い領域ができている。実際の神戸、六甲付近の雨に着いても、しばしば六甲山や最も都市が発達する神戸市の上でなくその西側で積乱雲ができることが確認されている。その再現のためにはこのような都市の不均一性を詳細に表現する必要があると考えられる。今後、広領域かつ高分解能での計算かつより現実に即した大気場での計算で確認していく必要があるだろう。

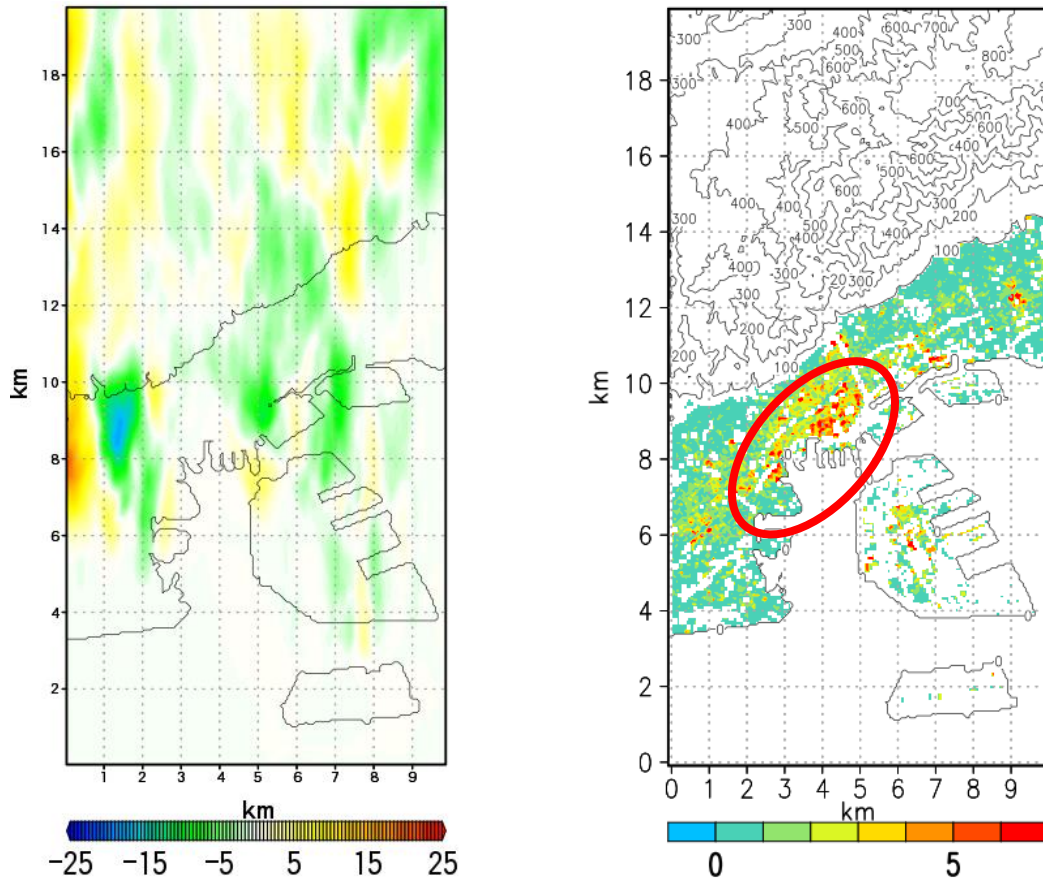


Figure37 (L) Different between ① to ② of vertical integrated Cloud and rain water mixing ratio[g/kg]  
 (R) Distribution of Floor number

### 5.2.3 都市の粗度効果

実験①と実験④を比較することで都市の建物形状による効果について検証する。Figure37の左図は雲水雨水混合比の和の鉛直積算値について、右図は高度1kmまでの鉛直風の鉛直積算値について実験①から実験④を引いた差である。実験④は実験①に比べ山際で上昇流が発達し雲・雨が非常に強くなっている。実験④は実験②と異なり都市の被覆による熱効果及び人工排熱を考慮しているため、最下層の都市形状に妨げられない風が、都市から熱をうけて山にぶつかり強制的に持ち上げられることで雲・雨が増えていると考えられる。そこで、実験④と実験①の差の大きい場所、特に実験①ではほとんど雲が生じていない  $x=4.2\text{km}$  について  $y-z$  断面を Figure40 にとった。前節で述べたように実験①ではこの断面の  $y=8\sim 10\text{km}$  に高層建物群があり、風速の減衰が見られる。Figure22.7は  $y-z$  断面での実験①から実験④を引いた風速、温位と雲水・雨水混合比の鉛直積算値の差である。上に述べたように、実験④では高度1kmより下で建物群に邪魔されない南北風が  $y=8\sim 10\text{km}$  の都市域を通過

する際に地表面から受ける熱は、バルク式から高く見積もられるためより高い顕熱が与えられる。これが山際で急上昇して高高度に達し、雲・雨を生むことで実験①との差ができていることが確認できる。

### 5.2.4 まとめ

本章では開発したモデルを用いて都市の積雲の生成に関する影響を調べるための比較実験を行った。対象とした六甲山、神戸市は都市が海と山に挟まれた領域にあり、流れ場は山からの影響が支配的であるが、地表面付近のごく薄い層のみを占める都市についての条件を変えるだけで積雲の生成に影響することが分かった。都市の効果として、熱による混合層の発達に雲・雨の量を増やし、建物群による流れ場の変化がその位置を変えていることが確認された。本研究では夏季の不安定日を仮定した理想大気場による数値実験を行ったが、今後はより広領域、高高度で、なおかつ都市の表現を精緻化し、より現実に近いシミュレーションを行うことが必要であると考えられる。

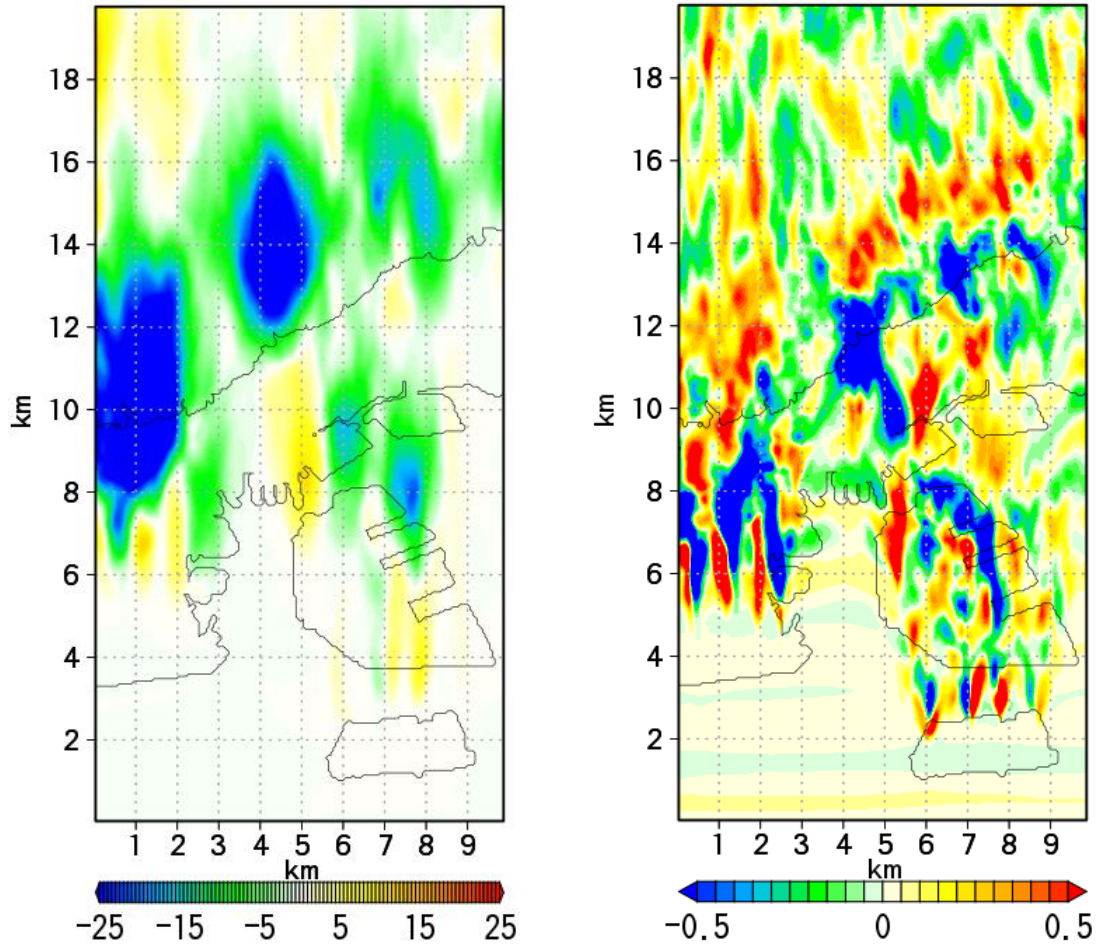


Figure37 Different between ① and ④ of vertical Integrated  
 (L) Cloud and rain water mixing ratio[g/kg]  
 (R) vertical velocity [m/s] (from 1km high)

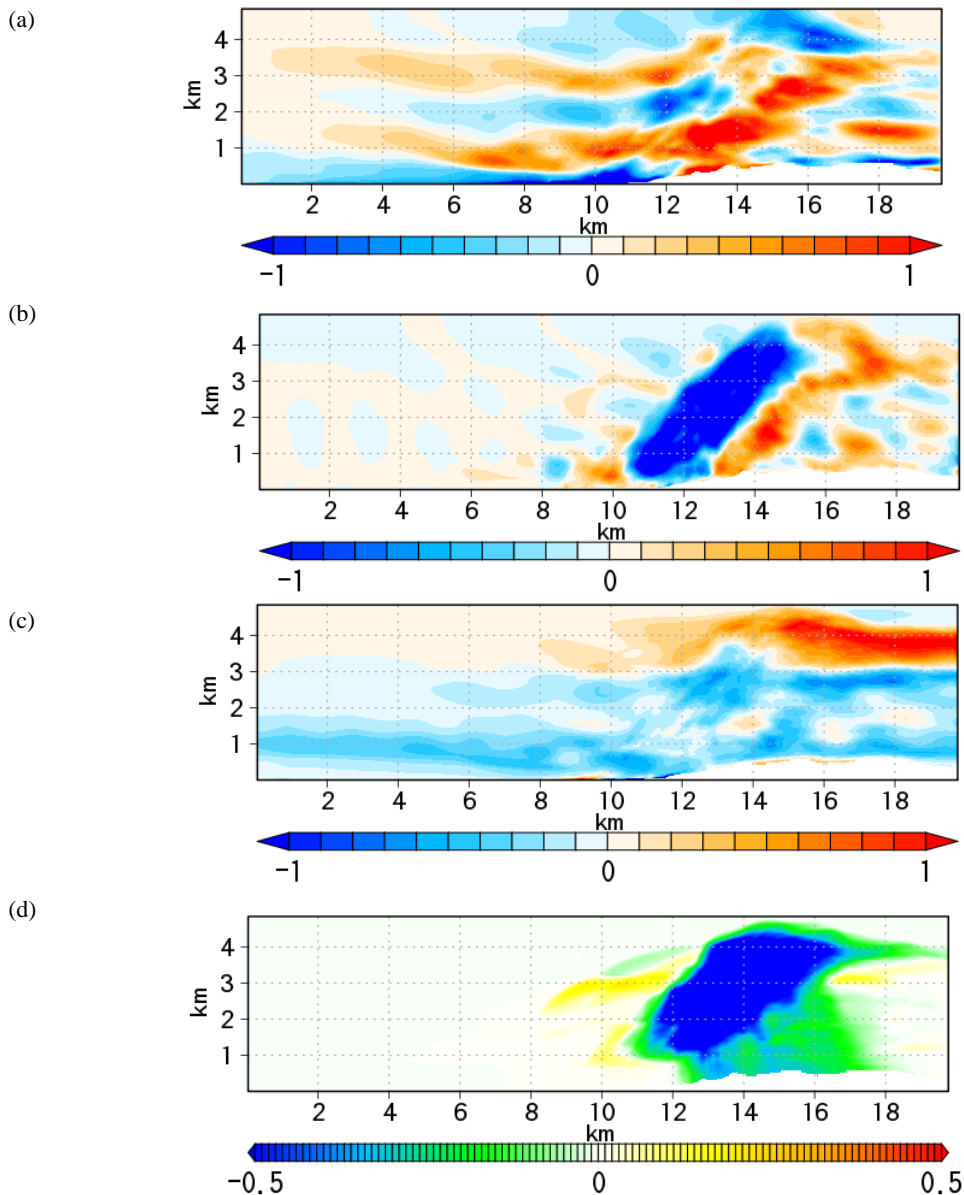


Figure40 Different between ① and ④ of (a)south-north wind velocity[m/s]  
 (b)vertical velocity[m/s],  
 (c)Potential temperature[K], (d)Cloud and rain water mixing ratio[g/kg]  
 at x=4.2km

## 6. まとめと結論

研究では豪雨の「種」の解明に対し、モデル計算からのアプローチを行うために、都市気象LESモデルを独自に構築し検証実験、数値実験を行った。数値実験の結果についての検証により、開発したモデルによって都市の豪雨に対する影響を評価し、豪雨の「種」について新たな知見を得られる可能性が示唆された。

今後の課題として、まず都市の表現のさらなる精緻化があげられる。このためにはより高解像度の計算を行うこと、陸面モデルを導入することで都市内部の熱の変動をより現実に近い形で計算することが必要となる。また雲物理モデルとして、本研究では暖かい雨のバルクを用いているが、これに代えて冷たい雨のバルクやビン法を導入し、積雲の発達まで解けるようにすることも必要であろう。さらなるモデルの開発により、豪雨を降らしに



くい都市計画などが行えることを願って本論文の結語とする。

なお、本研究では東京大学空間情報科学研究センターの研究用空間データ（研究番号 392）を利用した。

### 参考文献

一ノ瀬俊明, 花木啓祐, 松尾友矩(1994): 細密地理情報にもとづく都市人工排熱の時空間分布の構造解析, 環境工学研究論文集, 31, pp.263-273.

小野寺直幸, 青木尊之, 下川辺隆史, 小林宏充(2013): 格子ボルツマン法による 1m 格子を用いた都市部 10km 四方の大規模 LES 気流シミュレーション, 情報処理学会ハイパフォーマンスコンピューティング研究会主催 HPCS シンポジウム, pp.123-131.

梶島岳夫: 乱流の数値シミュレーション(1999), 養賢堂.

神田学, 仲吉信人(2014): 5. 都市の集中豪雨の数値シミュレーションと対策, 気象学会 2011 年度秋季大会シンポジウム「理学と工学の融合が切り開く新しい都市環境学」の報告.

近藤純正(2000): 地表面に近い大気科学, 東京大学出版会.

斉藤和雄(1999): 気象研究ノート, 第 196 号, 日本気象学会.

白石英一(2009): 局地的な降雨観測・予測技術の動向, 科学技術動向, 文部科学省科学技術政策研究所科学技術動向研究センター, 第 95 号, pp.34-45.

相馬一義, 田中賢治, 砂田憲吾, 末次忠司, 坪木和久, 榊原篤志, 茂木耕作(2005): 2008 年に東京都雑司ヶ谷付近で発生した局地的大雨へ年加熱が与えた影響, 2012.

田村哲郎, 大野修, 奥田泰雄, 岡田恒: 都市域における強風乱流の LES 解析モデルの提案, 日本建築土木学会論文, 第 58 号, 49-56.

田村哲郎, 武井恭之, 岸田岳士, 奥田泰雄, 溜正俊 (2008): 都市域での強風に関するメソ気象モデル・LES ハイブリッド解析, 第 29 回風工学シンポジウム論文集, P9.

坪木和久, 榊原篤志(2001): CReSS ユーザーズガイド第 2 版.

中北英一, 佐藤悠人, 山口弘誠(2016): ゲリラ豪雨のタマゴ生成時における渦管構造の基礎的解析, 水工学論文集, 第 60 巻.

中北英一, 西脇隆太, 山邊洋之, 山口弘誠(2013): ドップラー風速を用いたゲリラ豪雨のタマゴの危険性予知に関する研究, 土木学会論文集, B1(水工学), 第 69 巻, pp.325-330.

西澤誠也, 佐藤陽祐, 八代尚, 宮本佳明, 吉田龍二, 富田浩文, and TEAM SCALE(2013): 広領域・高解像度実験のための気象LESモデルの開発, ながれ, 32.2, pp.149-152.

藤部文昭(2004): 4-1. ヒートアイランドが降水におよぼす影響: 夏の対流性降雨を中心にして(日本気象学会 2003 年度春季大会シンポジウム「ヒートアイランド-熱帯夜の熱収支」の報告), 天気, vol51(1), pp.109-115.

藤吉康志(2008): 気象研究ノート, 第 219 号, 日本気象学会.

宮内敏雄, 店橋護(2000): 一様乱流の coherent 微細構造, 数理解析研究所講究録, 1121 巻, pp.9-19.

山口弘誠, 高見和弥, 井上実, 中北英一(2016): 豪雨の「種」を捉えるための都市効果を考慮する LES 気象モデルの開発, 土木学会論文集B1 (水工学), 第 72 巻, pp.I\_205-I\_210.

Garratt, J. R. and R. J. Francey (1978): Bulk characteristics of heat transfer in the unstable, baroclinic atmospheric boundary layer. , *Bound.-Layer Meteor.*, 15, 399-421.

Hirt, C. W. (1992): Volume-fraction techniques: Powerful tools for wind engineering, *Journal of Wind Engineering*, No.52, pp.333-344.

Kawamura, Y. and Kuwahara, K (1984): Computation of high Reynolds number flow around a circular cylinder with surface roughness, *Fluid Dynamics Research* 1, pp.145-162.

Kazuyoshi Souma, Ryosuke Noyori (2015): Localized heavy rainfall simulations by using a cloud resolving model that considers urban activity information in Osaka, Japan, *Proceedings of the 9th Workshop of the Virtual Laboratory for the Earth's Climate Diagnostics Program, and the University Allied Workshop*, p.21.

Kessler, E., Kessler, E. (1969): On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation, *Meteorological Monographs*, 32, *American Meteorological Society*, pp.82-84.

Klemp, J. B. (1987): Dynamics of Tornadic Thunderstorm, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 19, pp.369-402.

Klemp, J. B., and Lilly, D. K. (1977): Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, Vol35, pp.78-107.

Lilly, D. K. (1966): On the application of the eddy viscosity concept in the inertial subrange of turbulence, *Manuscript No. 123, National Center for Atmospheric Research, Boulder.*

Louis, J. F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary-Layer Meteorology*, 17.2, pp.187-202.

- Rogers, R. R. and Yau, M. K.(1989); A Short Course in Cloud Physics, (3rd edn.) Pergamon, New York, p.293.
- Siebsma, A. P. et al.(2003): A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection, *Journal of the Atmospheric Science*, Vol.60, No.10, pp.1201-1219.
- Smagorinsky, J.(1963): General circulation experiments with the primitive equations: I. the basic experiment\*, *Monthly weather review* 91.3, pp. 99-164.
- Soong and Ogura (1973): A comparison between axisymmetric and slab-symmetric cumulus cloud models, *J. Atmos. Sci.*, 30, pp. 879-893.
- Souma, K., Tanaka, K., Suetsugi, T., Sunada, K., Tsuboki, K., Shinoda, T., Wang, Y., Sakakibara, A., Hasegawa, K., Moteki, Q., and Nakakita, E. (2013): A comparison between the effects of artificial land cover and anthropogenic heat on a localized heavy rain event in 2008 in Zoshigaya, Tokyo, Japan, *Journal of Geophysical Research*, 118, pp.11,600-11,610, doi:10.1002/jgrd.50850.
- Takemi, T., Tamura, T., Takei, Y. and Okuda, Y. (2006): Micro analysis of severe winds within the urban canopy during a period of explosive cyclogenesis by coupling large-eddy simulation and mesoscale meteorological models, *Wind Eng, JAWE*, (108), 165-168.
- Weisman, M. L. and Klemp, J. B. (1984): The Structure and Classification of Numerically Simulated Convective Storms in Directionally Varying Wind Shears, *Monthly Weather Review*, Vol. 112(12), pp.2479-2498.

(論文受理日 6 月 13 日)