

## 都市気象LESモデルを用いた渦管形成とその起源となる熱的上昇流の解析

### Analysis of the Formation of Vortex Tube and Thermals Above Urban Area by Urban Meteorological Model Based on Large Eddy Simulation

山口弘誠・土橋知紘<sup>(1)</sup>・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Tomohiro TSUCHIHASHI<sup>(1)</sup>, and Eiichi NAKAKITA

(1) 南海電気鉄道株式会社

(1) Nankai Electric Railway Co., Ltd.

#### Synopsis

Convective genesis is subject of our research. Some researchs suggest that urban heat and shape affect the convective genesis. The aim of this reasearh is understanding which factor is the most strong on the generating process. 2 patterns of simulation by using urban meteorological model based on large eddy simulation is conducted. As a result of this sensitivity test, the effect of urban heat is greater than the effect of urban shape. In addition, Multi-sensor observations are being performed in Kobe City. And in this research by comparing the result of simulation with observation (wind profiler, doppler lidar, and radio sonde) validity of simulation result is verified.

**キーワード:** 渦管, LESモデル, 上昇流, 都市の熱的効果

**Keywords:** vortex tubes, LES model, updraft, urban heat effect

## 1. はじめに

### 1.1 研究の背景

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から予測が困難であり，その結果近年都市に重大な被害をもたらしている．特に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，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(2010, 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，XRAIN（Xバンド偏波レーダネットワーク）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（fig.1）．

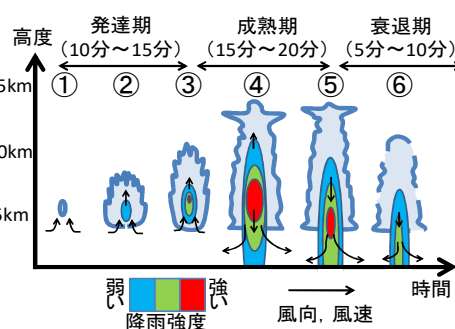


Fig.1 schematic figures of developing process of an isolated cumulonimbus cloud. (白石, 2009)

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。その研究の新たな段階として、積乱雲の発生する前の段階が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レーダでは捉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。

大きなスケールでの都市の降水への影響として藤部(2004)は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降水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集められ、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の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。一般に都市と郊外の温度差は昼間より夜間のほうが強い傾向があるが、顕熱フラックスの増加量はむしろ昼間に大きくヒートアイランド循環も昼間に強まる傾向がある。そしてこのことは対流性降水の増加傾向が午後に著しいことと整合する。

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300 m）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。

## 1.2 研究の目的

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。都市では土地利用が多岐にわたり、熱、水蒸気の水平分布が一様でなく、かつ建物群によって乱れの影響が高高度まで及ぶため定点観測では事象の解析が困難である。また都市の熱による上昇流が水蒸気を運ぶ過程やできたばかりの雲粒は気象レーダでは捉えられない。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プ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数値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。そのため山口ら(2016)は乱流を格子スケールで陽に解けるLESモデルの開発した。またこのモデルを用い、山口ら(2017)は都市における上昇流の要因として都市の熱的影響に加えて建物による風の回り込みの結果生じる収束による影響があることを確認している。

本研究では山口らが開発した都市気象LESモデルを用いたゲリラ豪雨の種の解析を行う。

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。その中で本論文では主に都市の効果に着目し、都市の熱的效果と形状による効果、そして乱流状態が豪雨の種に及ぼす影響を明らかにしていく。

## 2. LESモデル

### 2.1 モデルのコンセプト

山口ら(2016, 2018)は、豪雨の「種」を明らかにすることを目的として都市効果を考慮するLES気象モデルの開発している。具体的には、建物によって発生する乱流、道路・建物・車などからの人工排熱、熱プルームによる熱・水蒸気輸送に関して陽にモデルで表現し、熱プルームに対する都市効果を評価できるようにしている。さらに、熱プルームが境界層よりも上空へどのように成長して渦管を形成し、積雲・積乱雲の成長に寄与しているのかを評価できるモデルである。そのため都市効果を考慮する都市気象LESモデルの要件を次の通りと設定しており、次節以降で概説していく。

- ・乱流による熱・水蒸気輸送を表現するため、LESに基づく気象モデルであること。
- ・都市キャノピー層から境界層より上空までを包括的に取り扱うことができること。
- ・雲微物理モデルを持つこと。
- ・建物を解像できること。

### 2.2 基礎方程式とスキーム

非静力準圧縮の基礎方程式系を採用しており、連続式、運動方程式(3成分)、温位の保存式、水蒸気・水物質の保存式から成っている。予報変数は風速の3成分、圧力、温位、水蒸気、雲水、雨水の混合比、である。

乱流の取り扱いとしてLES(Large-Eddy Simulation)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モデル化にはSmagorinsky-Lillyモデル(Smagorinsky, 1963; Lilly, 1966)を用いている。同じ渦粘性モデルとして、汎用的なメソ気象モデルでよく用いられるRANS(Reynolds-Averaged Navier-Stokes equations)がエネルギー保有渦を含め乱流をすべてサブグリッドスケールの現象とし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、そのスケールより大きい渦は陽に表現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。

また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(Kessler, 1969)を用いている。

境界条件として、上下境界は固定壁またはfree-slip条件を選択でき、また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aggerド格子(Fig.2)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, 1977)を設置することができる。

### 2.3 壁面の取り扱い

地表面および壁面の運動量 $\tau_{xj}$ 、温位のフラックス

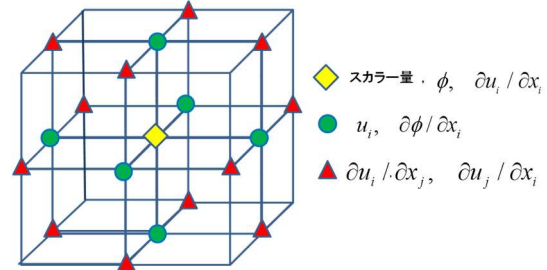


Fig.2 Staggered grid

ス $\tau_{\theta j}$ 、および水蒸気混合比のフラックス $\tau_{q,j}$ はそれぞれ以下のバルク式で見積もられる。

$$\tau_{xj} = \rho_0 C_m |V_b| u_{ib}, \quad (1)$$

$$\tau_{\theta j} = \rho_0 C_h |V_b| (\theta_b - \theta_{sfc}), \quad (2)$$

$$\tau_{q,j} = \rho_0 C_h |V_b| (q_{vb} - q_{vsfc}), \quad (3)$$

$\phi_{sfc}$ 、 $\phi_b$ はそれぞれ変数の地表面および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、

$\rho_0$ は湿潤大気密度[ $\text{kg/m}^3$ ]である。 $C_m$ 、 $C_h$ はバルク係数であり、Louis (1979)に従って以下のように計算される。

$$C_m = (\kappa / \log(z / z_{0m}))^2 F_m(z / z_{0m}, Rb), \quad (4)$$

$$C_h = (\kappa / \log(z / z_{0m})) (\kappa / \log(z / z_{0h})) F_h(z / z_{0m}, z / z_{0h}, Rb) \quad (5)$$

$$F_m = \begin{cases} 1 - \frac{9.4Rb}{1 + 7.4 \times 9.8 (\kappa / \log(z / z_{0m}))^2 (z / z_{0m})^{0.5} |Rb|^{0.5}} & Rb < 0 \\ \frac{9.4Rb}{(1 + 4.9Rb)^2} & Rb \geq 0 \end{cases}, \quad (6)$$

$$F_h = \begin{cases} 1 - \frac{9.4Rb}{1 + 5.3 \times 9.8 (\kappa / \log(z/z_{0m})) (\kappa / \log(z/z_{0h})) (z/z_{0h})^{0.5} |Rb|^{0.5}} & Rb < 0 \\ \frac{9.4Rb}{(1 + 4.9Rb)^2} & Rb \geq 0 \end{cases} \quad (7)$$

ここで、 $z_{0m}$ 、 $z_{0h}$  は粗度、 $Rb$  はバルクリチャードソン数であり、大気不安定度を示す無次元量である。 $Rb$  によって、すなわち大気不安定度によって、バルク係数が変わるようなスキームとなっている。

## 2.4 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。そのため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。山口ら(2016)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、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) (Hint, 1992)を用いている。

### 2.4.1 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、また 方向に垂直な断面において流体の占める開口率を とおくことで地形の形状を表現する (Fig.3)。体積力は に比例し、断面を通る運動量の輸送は に比例する。

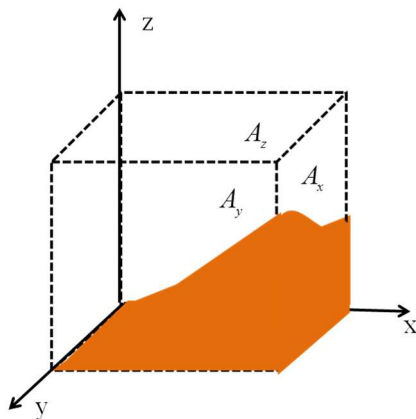


Fig.3 Direction of area ratio

## 2.4.2 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10 mメッシュDEMを用いて、内挿処理により必要な解像度のデータを作成している。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おり、10 mメッシュで区切って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を使用している。

また、土地利用は山地、都市、海の3種類に分類している。都市内部は建物の面積率と、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ている。

## 2.5 都市における熱的效果の表現

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が考慮されている。

### 2.5.1 表面温度

前節で述べたように土地利用を山地、都市、海の3種類に分類し、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つを用いている。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、本研究では山口ら(2016)に従って、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。具体的に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、相馬らが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り、この温度変化に、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。

### 2.5.2 人工排熱

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(野依ら2013, 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ス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。上記の推定値の空間分布に対し、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を算出する。

本研究では上記の分野別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、

$$\frac{\partial \rho_0 V_f \theta}{\partial t} = F_\theta + \frac{AHS_{build} A_{roof}}{C_p \Pi V} + \frac{AHS_{road} A_{road}}{C_p \Pi V}, \quad (8)$$

として人工排熱による加熱項を加えている。ここで、 $AHS_{build}$  : 建物由来の人工排熱  $[W/m^2]$ 、 $AHS_{road}$  : 道路由来の人工排熱  $[W/m^2]$ 、 $A_{roof}$ 、 $A_{road}$  : グリッド内の屋根面、路面の表面面積  $[m^2]$ 、 $V$  : グリッド内の流体の体積  $[m^3]$  である。

## 2.6 都市気象LESモデル

本章では使用する都市気象LESモデルに関して概説した。Table.1がモデルの概要である。

Table1 Scheme of model

基礎方程式系	非静力準圧縮系
予報変数	u v w p θ qv qc qr
座標系	直角直交座標系
計算格子	スタagger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)

## 3. 神戸市におけるマルチセンサー観測

### 3.1 観測概要

積雲や積乱雲の発生メカニズムにおいて空気塊の上昇、すなわち上昇流は最も重要なファクターの一つである。本研究において着目している神戸市・六甲山系エリアでは、大阪湾から流入してくる暖湿流が六甲山によって強制的に持ち上げられ、その結果積乱雲のタマゴが発生しやすい場所である。事実、2008年の都賀川豪雨事例におけるタマゴは六甲山系西域の上空で発生していた。そのため中北らの研究グループ(中北ら, 2001)はゲリラ豪雨のメカニズム解明を目的とし Fig.4のように現業で用いられているセンサーに加えて多数の観測機器を神戸に集結させ、マルチセンサー観測を行っている。本論文では観測結果とLESモデルによる数値計算結果との比較を5章において行う。本章では神戸の観測機器のうち比較に使用する境界層レーダー、ラジオゾンデ、ドップラーライダーに関して特に詳しく説明を行う。

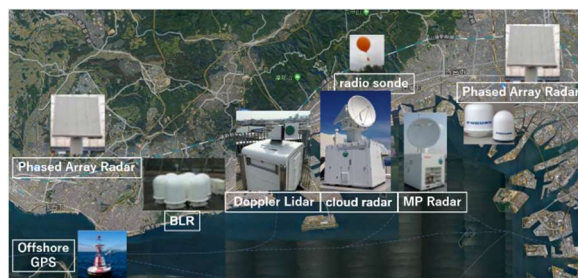


Fig.4 Outline of multi-sensor observation in Kobe City.

### 3.2 ラジオゾンデ

#### 3.2.1 観測概要と目的

1章で述べたように神戸では積雲の生成に対して六甲山の強制上昇と都市による効果の両方が存在していると考えられる。この2つの効果のうち、都市が積雲生成へ及ぼす効果を捉えることを目的とし、神戸市において神戸大学やその他の大学を含む中北ら

の研究グループは2018年8月中旬から9月上旬の期間でFig.5に示す2地点でラジオゾンデの連続放球とマルチセンサーによる同期観測を行った。大阪湾からの湿潤な南風を神戸市の風上と風下、すなわち神戸市の影響を受ける前と後の両方で捉えることで神戸市という都市の影響をどの程度どのような形で受けるかを明らかにすることを目的としている。風上側の放球地点は神戸市水環境センター、風下側の放球地点は関西スーパーであり、以降それぞれ海側、都市側と呼称する。

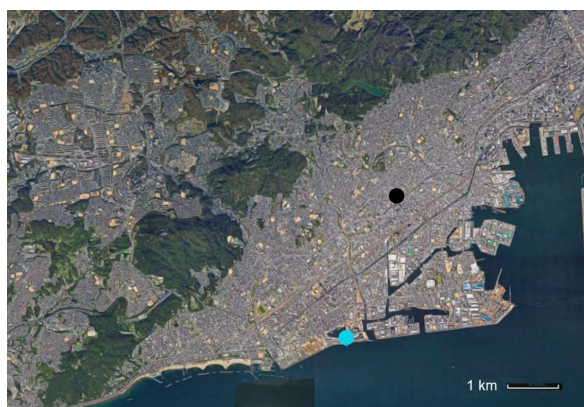


Fig.5 Launch point of radio sonde launch observation in Kobe City. Light blue circle: sea side (upwind side) release point, black circle: city side (downwind side) release point. Created from Google map.

### 3.2.2 観測結果

以下にゾンデ放球日8月20,21日の観測結果を示す。まずFig.6は2018年8月21日のJST9時放球時のゾンデのデータから算出した温位の高度分布である。また以降では特に断りのない限り時間はすべてJSTとする。水色が海側、黒色が都市側で放球したゾンデのデータである。この図から海側と都市側で高度400 mほどまで温位に大きな差が確認でき、都市の熱的な効果の影響が現れていると考えられる。また温位の勾配の変化が顕著な点をここでは大気境界層高度と推定すると、都市側では高度750 m、海側では高度500 mほどにそれぞれ境界層高度が確認でき、都市の熱的な影響や形状の影響が下層だけでなく境界層高度から推定される境界層の発達にまで影響を及ぼしていることが確認できる。また海側で放球したゾンデの境界層内の温位に関して留意する点がある。まずFig.7は2018年8月21日9時海側から放球したゾンデから得られた南北風のデータである。高度150 m程度までは南風成分であるが150 mから500 m程度まで北風成分となり、この高度においては海側放球地点が都市に対して風下側になっている可能性が考えられる。

またFig.8に気象庁メソ客観解析データから得られた海側放球地点の最近傍格子から作成した温位の鉛直分布と海側放球ゾンデの温位の鉛直分布の比較を示す。この図から海側放球ゾンデの温位が高度1km以下において高いことが確認できる。また北風時の海側で放球したゾンデデータへの都市の熱的な効果の影響を示すため、下層の北風成分がより強い事例を示す。Fig.9は2018年8月20日9時に放球したゾンデから得られた(a)温位(2地点)、(b)南北風(海側のみ)であり、(b)から高度800 m以下は北風成分を持つことが確認できる。そのため温位の鉛直分布を比較すると、8月21日の9時放球事例に比べて都市側と海側で温位の差があまり顕著ではないことが見て取れる。このことから北風成分がある場合は都市の熱的な影響が海側放球ゾンデデータにも現れることが確認でき、都市の熱的な影響と本観測の難しさを実感する結果となった。次にFig.10~13は8月21日10時~13時に1時間おきに連続放球したゾンデから算出された(a)温位(2地点)、(b)南北風(海側のみ)を表している。まず12時放球と13時放球で温位を比較すると13時放球ゾンデの温位が特に高度500m以下の下層で大きく低下していることが確認できる。これは12時20分ごろに起こった降水の影響と考えられる。また10時放球ゾンデの温位を11時放球ゾンデの温位を比較すると高度500m以上で放球地点による温位の差がほとんど存在していない。しかし高度500m以下の下層では以前温位に差があり、特に北風成分がない10時放球ゾンデでは高度100m以下で顕著な差がみられ、都市の熱的な影響が確認できた。

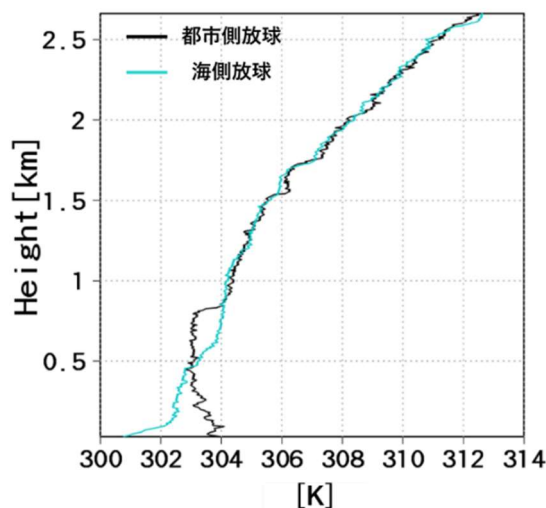


Fig.6 Potential temperature calculated from radio sonde (2 points) at 9:00(JST) on August 21, 2018.

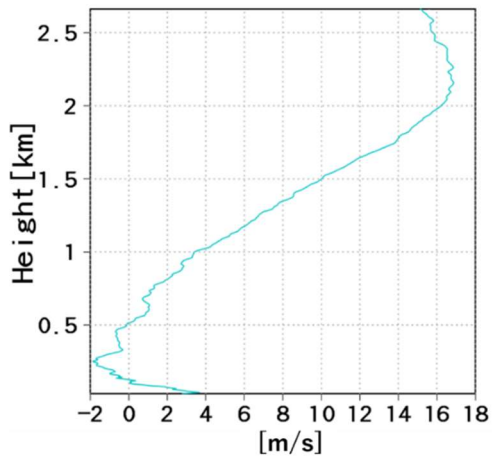


Fig.7 The north-south wind calculated from the radio sonde (sea side) at 9:00(JST) on August 21, 2018.

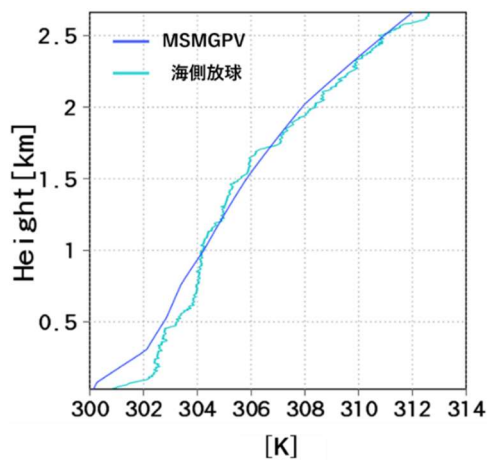


Fig.8 Comparison of the temperature from meso objective analysis data and radio sonde data. Light blue: sonde data Blue: created from MSM-GPV.

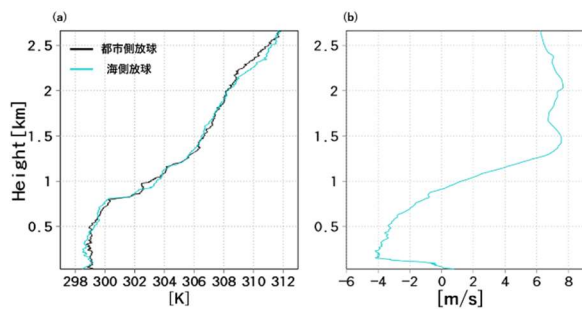


Fig.9 Calculated from radio sonde at the release of 9:00(JST) on August 20, 2018  
(a) Potential temperature (2 points) (b) South-North wind (sea side).

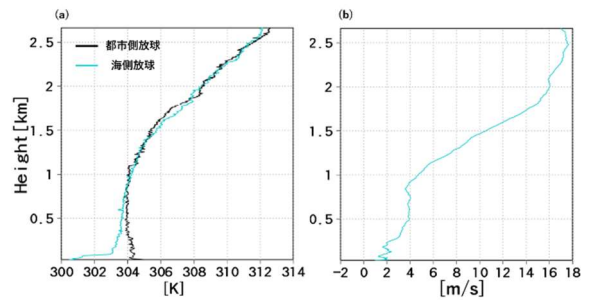


Fig.10 Calculated from radio sonde at the release of 10:00(JST) on August 21, 2018,  
(a) Potential temperature (2 points) (b) South-North wind (sea side).

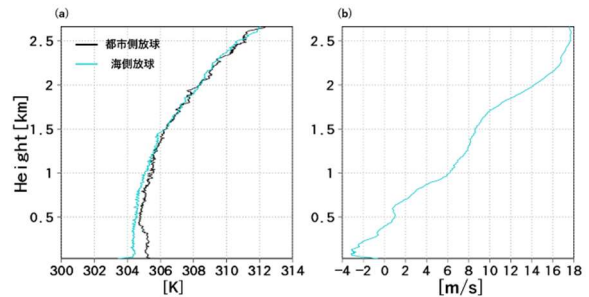


Fig.11 Calculated from radio sonde at the release of 11:00(JST) on August 21, 2018,  
(a) Potential temperature (2 points) (b) South-North wind (sea side).

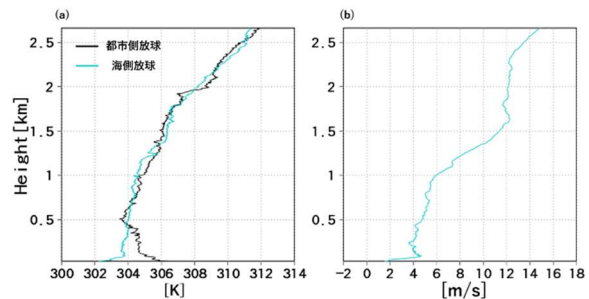


Fig.12 Calculated from radio sonde at the release of 12:00(JST) on August 21, 2018,  
(a) Potential temperature (2 points) (b) South-North wind (sea side).

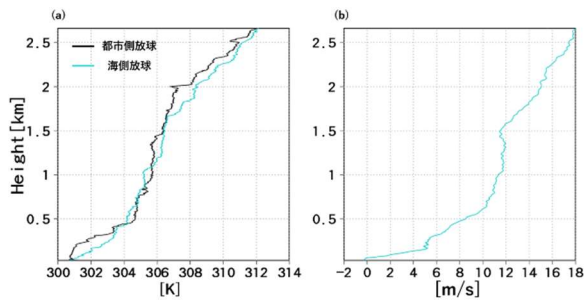


Fig.13 Calculated from radio sonde at the release of 13:00(JST) on August 21, 2018,  
 (a) Potential temperature (2 points) (b) South-North wind (sea side).

### 3.3 境界層レーダー

近年のリモートセンシング技術の目覚ましい躍進により、我々が生活する対流圏内部の大気の運動を高精度、且つ高時間分解能で観測する気象観測機器が欧米・日本を中心に開発され、その中でも風速・風向の鉛直1次元プロファイルをリアルタイムに提供できる境界層レーダー（以下BLRと称す）は今や世界各国で必要不可欠な存在となっている。今回使用するレーダーは他の大気レーダーとは異なり、対流圏の中でも最下層に位置する境界層内という低い高度まで観測できる。そこで今回使用するBLR LQ-7についての概要を述べる。

#### 3.3.1 境界層レーダーの概要

モデルによるシミュレーションと比較を行うBLRについて説明する。今回使用するBLRは住友電設製のLQ-7という小型のBLRで神戸市長田区に設置した。また、システムの概要はTable.2に示す。(今井ら, 2007)波長は約30cmと降水粒子を捉える気象レーダーで使われる波長よりも大きいことが大気レーダーの1つの特徴である。

観測の原理を以下に示す。BLRから上空に向けて発射されたパルス状の電波は、大気乱流に伴う屈折率の揺らぎにより、極めて微弱ではあるが散乱される。その散乱波（以下エコーと称す）は、その散乱高度に対応した時間遅延を伴ってBLRに戻るため、散乱波強度を時間の関数として測定することにより、高度別のデータを採取することができる。また、乱流は大気の流れに乗って移動するため、エコーはドップラー効果により、散乱点に於ける風速Vに比例した周波数変位を受ける。そこから視線方向風速が求められる事ができる。また、ビーム方向を変えることで水平風速も求めることが可能になる。以上の原理に基づき、各高度における風向・風速の高度分布を観測することが可能となる。

BLR LQ-7に新たに付加されたレンジイメージング

(Range Imaging: 以下RIMと称す) とアダプティブクラッター抑圧 (Adaptive Clutter Suppression: 以下ACSと称す) について紹介する。これらを付加した目的は、境界層高度推定やより細かい上昇流の挙動を観測するためである。またこれらの観測技術は情報通信研究機構の山本ら(2009, 2011)が開発した手法である。

RIMとして代表的な手法に周波数領域干渉計 (FDI法) がある。FDI法とは、観測時に周波数の異なる複数の送信波を照射し、異なる送信周波数で得られた受信信号間の位相差をもとにレーダーの送信パルス幅より細かい高度分解能でデータを得る事ができる手法である。これをLQ-7に付加することで従来よりも詳細なデータを得る事ができる。Fig.14はRIMなし(1)とRIMあり(2)のエコー強度(a)、ドップラー風速(b)、スペクトル幅(c)の時系列の図を表す。RIMなしとRIMありは同時刻にデータを得る事ができないので、別日ではあるが、分解能が向上するという事だけを示している。(1)と(2)を比較すると鉛直分解能が上がり、(2)の方がより細かくデータを得る事ができる。

Table2 Main element of BLR

周波数 (Operational Frequency)	1.3575GHz / 1.290GHz
アンテナ (Antenna)	アクティブ・フェーズド・アレイ (Active Phased Array)
アンテナ利得 (Antenna Gain)	> 30dBi
ビーム方位 (Beam Directions)	(Az, Ze) = (0°, 0°), (0°, 14°), (90°, 14°), (180°, 14°), (270°, 14°)
偏波 (Polarization)	直線 (Linear)
ピーク電力 (Peak Power)	> 2000W
平均電力 (Average Power)	> 700W
パルス幅 (Pulse Length)	333ns, 666ns, 1000ns, 1333ns, 2000ns, 2666ns, 4000ns
パルス繰り返し周期 (IPP)	50, 80, 100, 120, 150, 200μs
パルス圧縮 (Pulse Compression)	(1), 2, 4, 8, 16 bits (Optimum Complementary codes)
雑音指数 (Noise Figure)	< 2.0dB
ダイナミックレンジ (Dynamic Range)	> 60dB
コヒーレント積分 (Coherent Integration)	可変 Variable (< 200)
FFT点数 (FFT Points)	64, 128, 256(default), 512
電源 (Power Supply)	1φ -200V
動作温度 (Operational Temp.)	-30℃ ~ 50℃ (屋外装置 (Outdoor unit))
耐風性 (Wind Durability)	> 90m/s (瞬間 (moment))



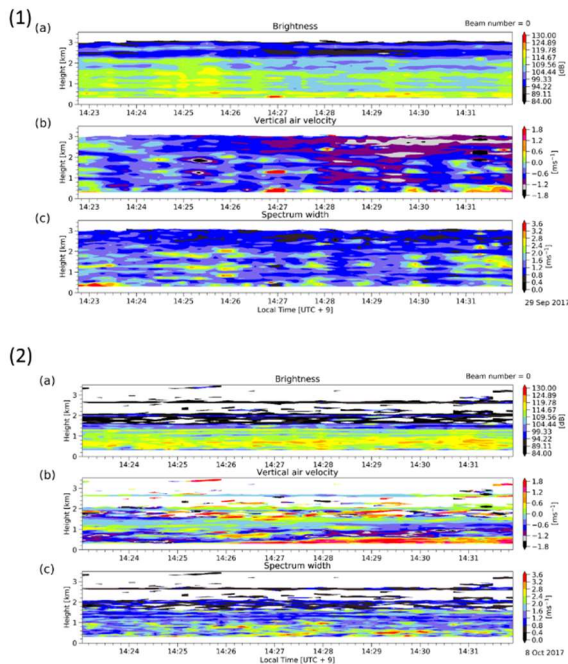


Fig.14 (1) No RIM, (2) With RIM(a) Radar intensity, (b) Doppler velocity, (c) Time series of spectral width.

また、ACSでは、受信した大気エコーからグラウンドクラッターの影響を除去することが可能となる。大気エコーを受信する主アンテナの近くにサブアレイと呼ばれるアンテナを設置する。サブアレイは天頂方向付近で利得がなく、地表方向で最大利得を持つという指向性がある。そのため、サブアレイからの受信信号には、地表あるいはその付近のクラッター（建物、樹木、車両等）からのエコーが主として含まれる。サブアレイで受信されたクラッターからのエコーの情報を用いることで、主アンテナで受信されたクラッターからのエコーを除去し、より高精度に大気エコーを捉えることができる。

### 3.3.2 ゾンデ放球日の観測結果

以下にゾンデ放球観測が行われた2018年8月21日の9~10時のBLR観測データを示す(Fig.15)。(b)のドップラー速度に着目すると高度約700 mまでは上昇流と下降流が交互に現れるような構造となっている。その後1.4 km付近まで白色の欠損している部分が確認できる。まずこの欠損している部分に関して説明する。対流圏において屈折率を決定する重要なパラメータは水蒸気と気温であり、大気中に含まれる水蒸気量や気温に乱れが生じると、それが屈折率擾乱となり散乱が起こりBLRで観測できる。そのため欠損層が存在する場合その理由として以下が考えられる。

①乱流が少ないため屈折率擾乱が起こりづらい状況にある

- ②乱流は十分存在するが大気が中立もしくは不安定であるため気温変動が小さい
- ③乱流は十分存在するが水蒸気の変動が起こりづらい状況にある

本事例における欠損の要因に関して考察する。

Fig.16に9時放球ゾンデデータから算出された水蒸気混合比の高度分布を示す。この図から高度800 mから1500 mまでの間で水蒸気混合比の量が高度に対して一定であることがわかる。そのためこの層で仮に鉛直流による異なる層同士の混合が起きたとしても水蒸気量の分布に乱れが起こりづらい状況であったため欠損となったことが推察される。またFig.17は9時放球ゾンデデータから算出された気温の高度分布である。気温は高度とともにほぼ線形に減少しており、欠損層である高度800m~1500mも同様である。そのため今回の欠損の要因としてはあまり寄与していない可能性が高い。また欠損層付近で多数の鉛直流が存在することから対流は起こっていたと考えられ、乱流は十分に存在していたと推測できる。以上のことから今回の事例の場合、欠損の要因は欠損している層において水蒸気の変化が少なかったと推察される。

また欠損層より上の高度で確認される鉛直流は下層で発生している周期の短い鉛直流に比べて周期が長い。この周期の長い鉛直流に関しては個々のサーマルが組織化している可能性や(小田ら25)), 大規模場の影響などが考えられる。

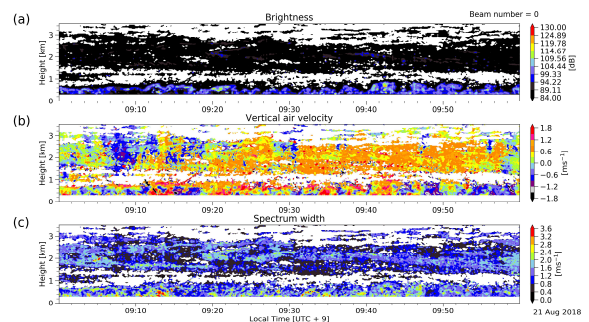


Fig.15 BLR observation data on August 21, 2018 radio sonde release.

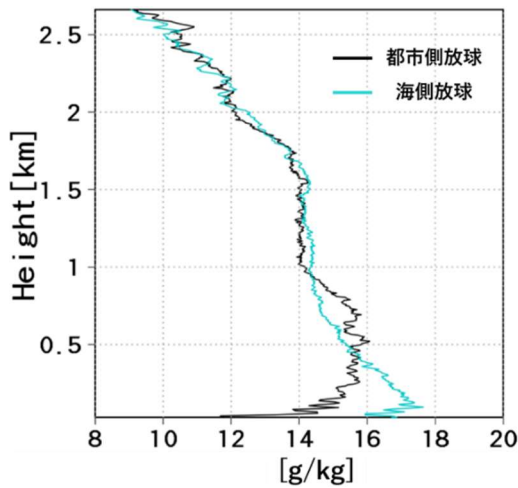


Fig.16 Water vapor mixing ratio calculated from release radio sonde on August 21, 2018. (2 points)

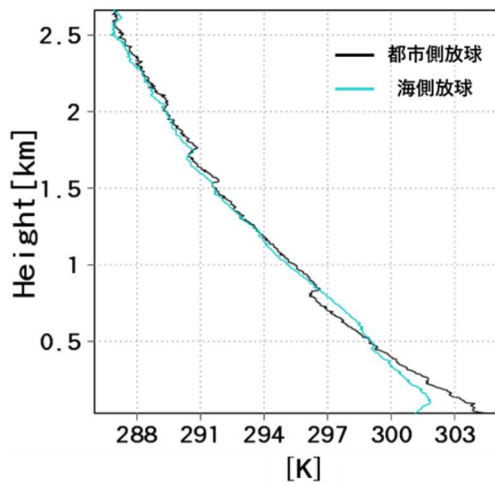


Fig.17 Water vapor mixing ratio calculated from release sounding sonde on August 21, 2018. (2 points)

### 3.4 ドップラーライダー

上記の境界層に加えて、都市域上空、特に境界層以下のスケールの風や乱れを観測するには降雨のない条件で半径数kmという広範囲の風速変動を高時空間解像度で測定でき、かつ地上付近のグランドクラッターの影響を考えなくても良いという利点から、ドップラーライダーの活用が期待される。本研究ではTable.3に示すドップラーライダーを使用し、神戸都市域においてPPIスキャンとRHIを行った(Fig.18)。PPIスキャンの図から都市による効果で風速場に乱れが生じていることが確認できる。また5章では観測されたドップラー風速より算出した擬似渦度を用いてモデルの計算結果との比較を行う。

Table3 Main element of doppler lidar(3D Wind Doppler LIDAR WINDCUBE 100s/200s/400s, User Manual, Leoshpere)

LEOSPHERE WINDCUBE 400S  
波長1.54μmのアイセーフレーザーを用いたドップラーライダー

スキャンタイプ	エンドレス、フル半球スキャン	レンジ分解能	75m,100m,150m,200m選択可
スキャンモード	PPI/RHI/DBS/LOSの組み合わせ	プログラム可能レンジ数	~240
方位角観測範囲	0° ~360°	最小観測距離	150m,200m,300m,400m
仰角観測範囲	-10° ~190°	最大観測距離	~7km, ~7km, ~14km, ~14km
角度分解能	0.1°	ドップラー速度測定精度	< 0.5m/s
ポインティング精度	0.1°	ドップラー速度測定範囲	-30m/s~30m/s
積分時間	0.5 s 以上		

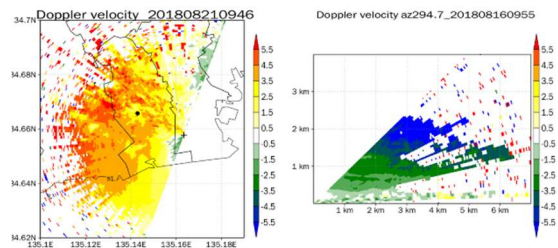
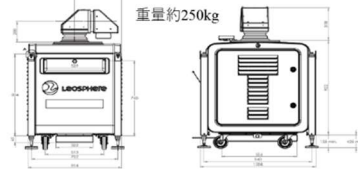


Fig.18 Observation figures on August 21, 2018 by Doppler lidar. Left: PPI scan Right: RHI scan in the boundary layer radar direction.

## 4. 神戸市における感度実験

### 4.1 背景と目的

山口ら(2017)は都市上空で鉛直渦管が生成する際に重要な寄与を持つ上昇流に対して都市の熱的な影響と都市の形状の効果があることを示した。具体的には熱的な影響に関しては地表面からの顕熱フラックスと人工排熱の影響が存在し、都市の形状効果に関しては建物の背面での風の回りこみや上昇流が発生した後の補償流により収束・強制上昇が起こり、上昇流に寄与することが示された。本章で行う感度実験の主たる目的は積雲生成に至る渦管生成において重要な上昇流に対して都市の熱的な影響と形状の影響のどちらがより大きいかを明らかにすることである。次節以降で都市の条件を変更し行った感度実験の解析を行う。計算結果の解析は都市の効果に関して着目しているため標高100 m以下の都市エリアを中心に行う。またそのほかに行った感度実験の解析をあわせて本節で示す。

## 4.2 熱的効果と形状効果の検証

本節では都市の熱的効果と形状効果の比較を行うため都市に与える熱と形状の条件を変更し2つの感度実験を行い、その結果積雲や渦管生成にどのような影響を及ぼすかをコントロールランと比較解析を行う。

### 4.2.1 実験設定

本節で行う感度実験に関して概要をTable.4に示す。まず①コントロールラン(以下Crun)は都市の形状, 人工排熱, 都市地表面分布を与え計算を行った。本章ではこのCrunを基本設定として比較解析を行う。次に②NO\_BUILDINGS(NB)では都市の建物形状の効果を無くすため建物の高さをすべて0 mとした。表面温度, 人工排熱はCrun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。③NO\_HEAT(以下NH)では都市の建物形状と粗度効果のみを考慮し, 人工排熱は与えず, 表面温度も山地として与える。地表面パラメータはTable.5のように設定した。

またその他の実験設定に関して以下で説明する。まず計算領域は神戸市六甲山系であり, 対象領域を海, 都市, 山という土地利用に分けている(Fig.19)。またここでは標高の低い都市に着目しているため標高100 m以下を都市とし, 100 m以上の都市は山地として熱情報を与えている。

格子間隔について, 水平方向には60 m, 鉛直方向にストレッチさせ, 4~60 mとした。格子数は東西, 南北, 鉛直方向の順に198×298×100をとり, Fig.19の計算領域を設定した。時間積分間隔として, 音波に関連する項の計算をとし, それ以外をとした。2017年8月18日の午前12時を初期値として, 3時間の計算を行った。初期条件として, 温位, 湿度に気象庁MSM-GPVの初期値を時間・空間平均した午前12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1 kmの値を1 kmより高い高度では一定, 1 kmより低い高度では1/7乗則に従うとして与えた(Fig.20)。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の初期値で用いたMSM-GPVの点の水蒸気混合比の鉛直分布(Fig.21)を流入値として用いた。また, 乱流を駆動させるために温位にの擾乱を与えた。

Table4 Experiment setting

①control run	建物形状を考慮 人工排熱, 都市表面温度分布あり
②No buildings	建物形状を考慮しない 人工排熱, 都市表面温度分布あり
③No heat	都市表面温度を山地に変更 人工排熱を与えない

Table5 parameters in calculation

土地利用	粗度長 $z_{0m}$	蒸発散効率 $\beta$
都市	0.01	0.05
山地	0.5	0.3
海	0.0001	1
草地	0.01	0.3

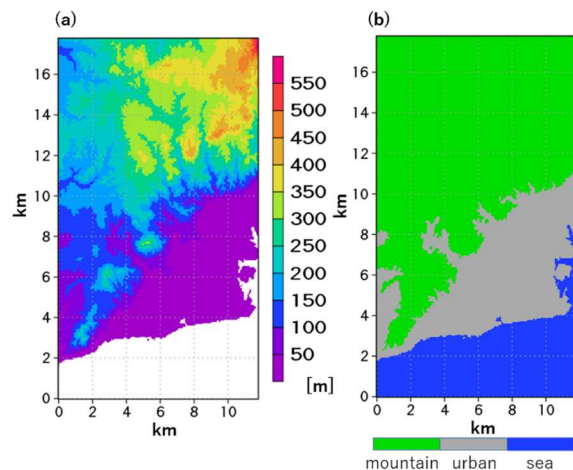


Fig.19 Calculation area (a) Elevation (b) Land use (sea, city, mountainous area).

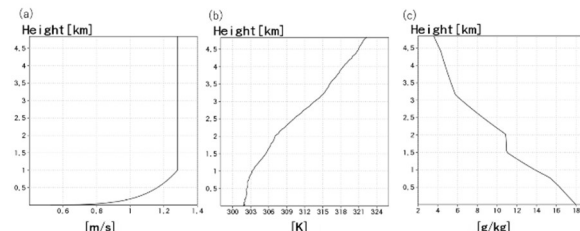


Fig.20 Calculation initial value (a) South-North wind (b) temperature (c) water vapor mixing ratio.

#### 4.2.2 積雲生成への影響の検証

本節では積雲生成という観点から感度実験の解析を行う。まずFig.21は計算開始3600 s後から10800 s後までに出力された都市域上空の雲水混合比と雨水混合比の鉛直積算を時間平均したものである。Fig.21からわかるようにNHでは積雲がほとんど生成しなかった。Fig.22は都市上空高度120 mの水平断面での上昇流を表しており、NHとCrunにはオーダーに大きな差が確認できる。またCrunとNBではオーダーに大きな差は確認できない。

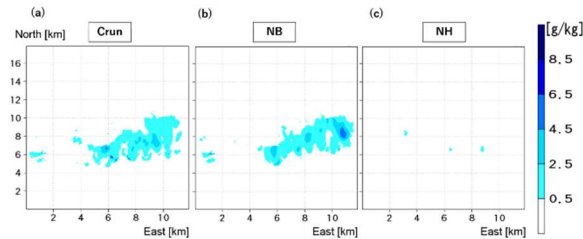


Fig.21 Vertical integrated time average of cloud water mixing ratio and rain water mixing ratio over city area (T=3600s~10800s).

(a)Crun, (b)NB, (c)NH.

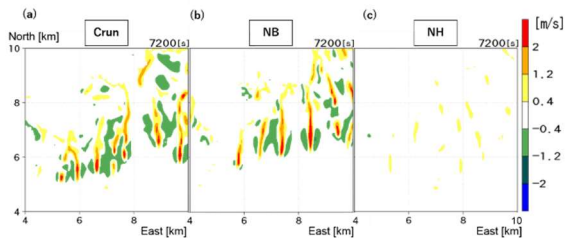


Fig.22 Comparison of updrafts at an altitude of 120 m above the urban area at T = 7200 s.

(a)Crun, (b)NB, (c)NH.

またFig.23は都市域での上向き顕熱フラックスを表している。Cru, NBとNHとではオーダーに大きな違いが見られ、この差が上昇流、積雲生成に影響を及ぼしたと考えられる。またCrunとNBに関してだが、都市の建物形状がないため地表風速はFig.24のようにNBの方がCrunより大きくなる。つまり式2.2の水平風速Vbの値が大きくなり、バルク式で計算される顕熱フラックスが大きくなる。その結果CrunよりNBの顕熱フラックスが大きい傾向にある。

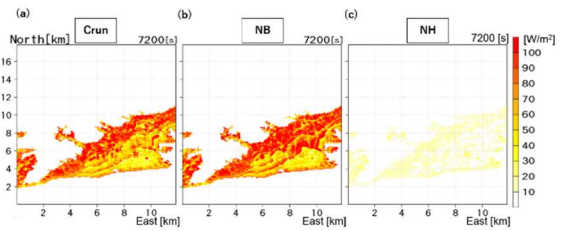


Fig.23 Sensible heat flux above city area. (a)Crun, (b)NB, (c)NH.

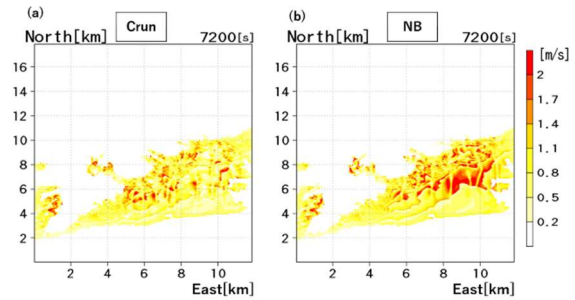


Fig.24 Surface wind velocity above city area. (a)Crun, (b)NB.

またFig.25は各実験ごとに計算開始2時間後の都市上空において水平平均した乱流運動エネルギーTKEと温位の高度分布。TKEは(9)式で定義される、乱れの強さを表す指標である。

$$TKE = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (9)$$

まず温位に関して比較すると、CrunとNBには大きな差は確認できないがNHは地表面の熱的效果が小さいため温位は全体的にNB, Crunに比べて小さい値となっている。またTKEに関して比較すると温位の高度分布と同様にNHがCrunとNBに比べて全体的に小さい値をとっている。これはFig.22のようにNHにおける上昇流がCrunやNBに比べて小さいため運動量や熱の交換があまり起こらなかったと考えられる。以上のことから都市の熱的效果が大気状態や積雲生成にもたらす影響の大きさが確認できた。

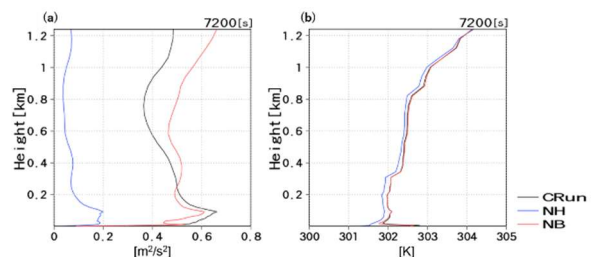


Fig.25 Horizontally averaged above city area (a) TKE, (b) altitude distribution of potential temperature.

#### 4.2.3 渦管生成メカニズムの解析

中北らは(2016)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(1987)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 (Fig.26) 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Crunでの渦管の生成に関して主に積雲生成が確認された事例について解析を行う.

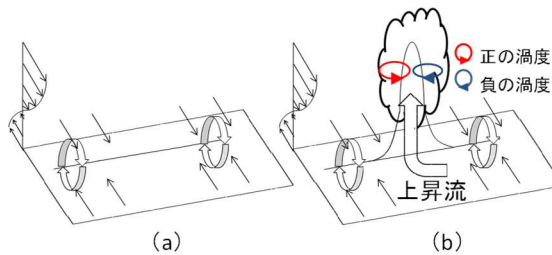


Fig.26 Vortex tube rise at the early stage of supercell development (a) Vertical shear of horizontal wind creates a vortex tube with an axis in the horizontal direction. (b) When there is an upward flow, the horizontal vortex tube is lifted, and a pair of vertical vortex tubes with positive and negative vorticity is formed on both sides of the upward flow. (Rotunno, 1981)

まず以下で解析に使用する指標のうちQ値, 鉛直方向の渦度方程式における立ち上がり項, 伸縮項に関して説明する. まずQ値は以下で定義される指標である.

$$Q = \frac{1}{2}(W_{ij}W_{ij} - S_{ij}S_{ij}) \quad (10)$$

$$W_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{\partial u_i}{\partial x_j}\right) \quad (11)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_i} + \frac{\partial u_j}{\partial x_j}\right) \quad (12)$$

及び  $\Omega$  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

$$Q = \frac{\nabla^2 P}{2\rho_0} \quad (13)$$

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. 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).

ここではCotton et al(2010), Rotunno(1981), 小倉(1997)を参考にスーパーセルを含む激しい積乱雲内部の渦管のふるまいについて, コリオリ力, 地球の曲率, 摩擦を無視し, ブシネスク系の基本方程式を用い表す. 東向きと北向きにx, y座標をとり, 鉛直上向きにz座標をとるデカルト直交座標系を用いる. それぞれの方向の速度成分をu, v, w, 渦度成分を $\xi$ ,  $\eta$ ,  $\zeta$ , 渦度のベクトル表示を $\Omega$ , 時間をtとすると, 鉛直方向の渦度方程式は以下の式で表される;

$$\frac{d\zeta}{dt} = \xi \cdot \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \cdot \frac{\partial w}{\partial y} + \zeta \cdot \frac{\partial w}{\partial z} = \Omega \cdot \nabla w. \quad (14)$$

ここで右辺第1項, 第2項は水平渦管を傾けることでその渦度成分を生成する立ち上がり項 (tilting term) であり, 右辺第3項は渦管を伸縮することでその渦度成分を変化させる伸縮項 (stretching term) である. まずFig.27は都市上空において積雲生成に至った事例でのQ値の鉛直南北断面における時間変化である. 灰色部分が建物を, 茶色部分が地形を表している. また鉛直流を3倍に強調しており, 水色コンターが雲水混合比を表している. 以降の図では特に断りのない限り, 同様の表現を用いる. まず(a)T=4230s でX=5km付近の建物の背面でのバックステップ流れにより丸棒部分で渦が形成され(b)T=4320sではこの渦が主流方向に流れながら上昇していき, (c)~(f)にかけて鉛直方向に伸びながら発達し, (f)T=5100sでは積雲生成に至っている. 次にFig.28はT=5100s, 鉛直東西断面での鉛直渦度を表しており, X=7.2km高度400m~800mに正負の鉛直渦管のペアが確認できる.

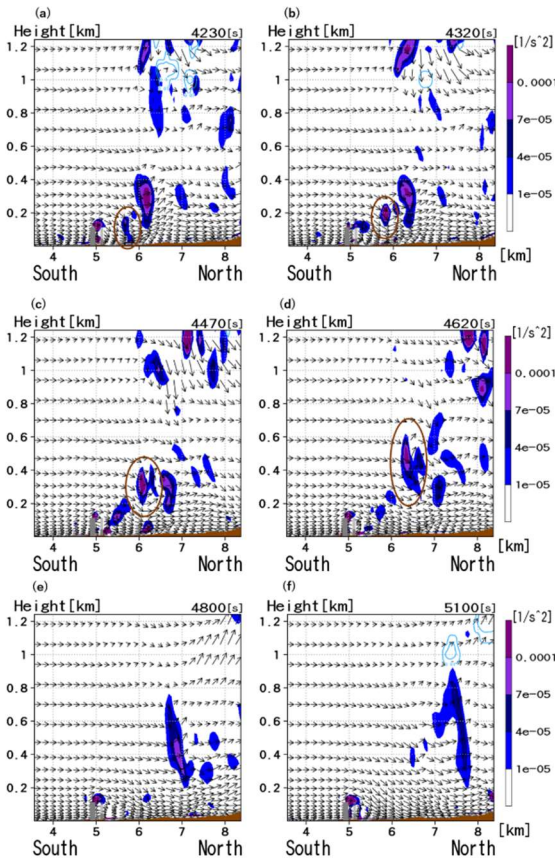


Fig.27 Temporal variation of Q index in the vertical north-south section, light-blue contour represents cloud water mixing ratio, gray part represents building, and brown part represents topography. Also, the vertical flow is emphasized threefold.

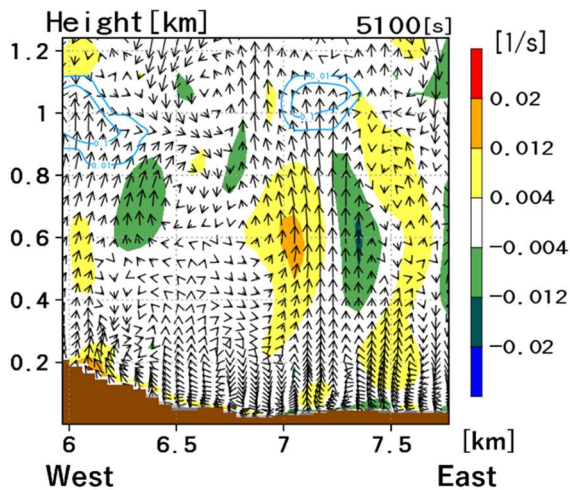


Fig.28 Vertical vorticity in the vertical east-west section, T = 5100 s

Fig.27 T=5100s で積雲生成に至った渦管はFig.28のペアの鉛直渦管のうちの正の鉛直渦管を表している。本節ではこの正の鉛直渦管を対象に解析を行う。

この正の鉛直渦管の生成時と発達時において渦度方程式における鉛直渦度の立ち上がり項と伸縮項の寄与を確認する。Fig.29~33は(a)鉛直渦度, (b)水平渦度(東西方向を回転軸とする), (c)鉛直渦度の立ち上がり項, (d)鉛直渦度の伸縮項を表しており, ここではFig.29を生成段階, Fig.30~33を発達段階と呼ぶこととする。まずFig.29, T=4320sの生成段階において(a)の丸枠内の対象の正の鉛直渦管が位置において(b)ではバックステップ流れと上昇流から正の水平渦管が存在していることが確認できる。次に(c)立ち上がり項では正の水平渦管と上昇流が存在することから正の寄与が存在することが, (d)伸縮項ではこの時間は鉛直渦度の生成段階であるため, 立ち上がり項と比較すると弱い正の寄与となっていることが確認できる。次にFig.30~33の鉛直渦管の発達段階において, まず伸縮項の値が鉛直渦度が発達するにつれ大きくなることが確認できる。しかし寄与としては立ち上がり項の寄与の方が伸縮項の寄与に比べて大きいことが確認できる。本事例においては生成・発達時ともに立ち上がり項が伸縮項に比べて大きく寄与していることが確認できた。

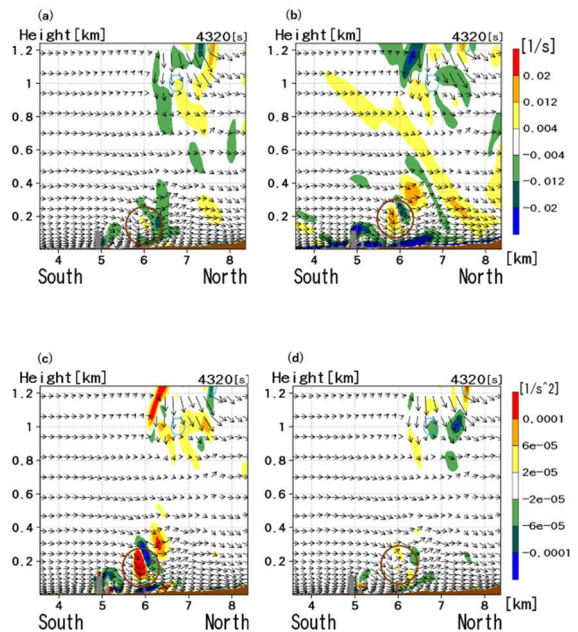


Fig.29 T=4320s, (a) vertical vorticity, (b) horizontal vorticity, (c) tilting term, (d) telescopic term at Vertical cross section

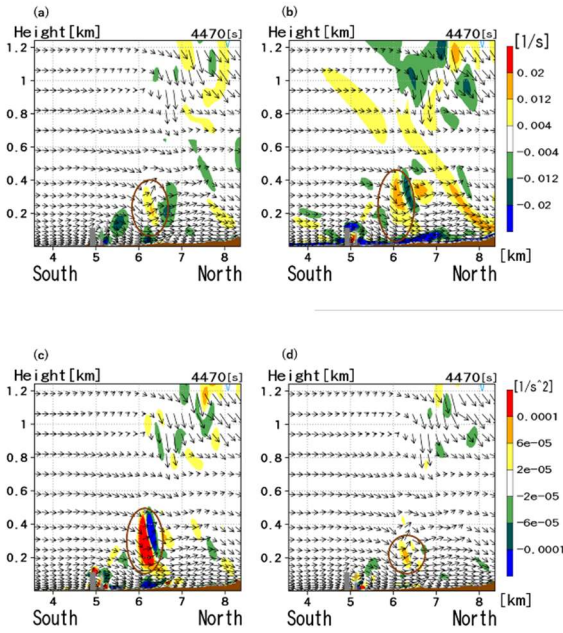


Fig.30 T=4470s, (a) vertical vorticity, (b) horizontal vorticity, (c) tilting term, (d) telescopic term at Vertical cross section

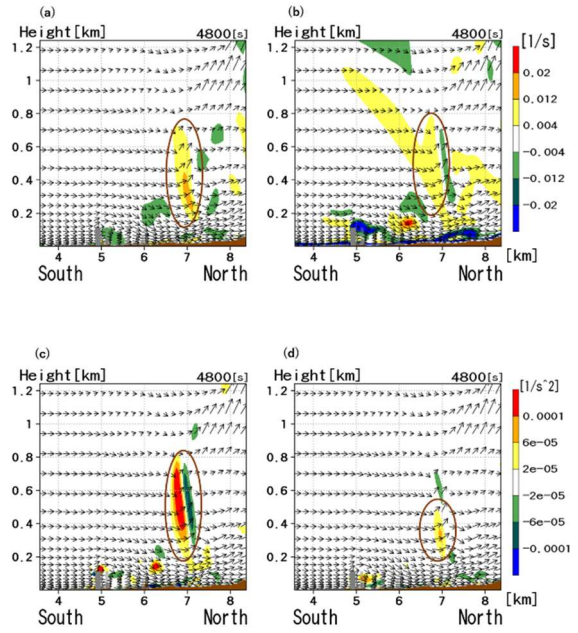


Fig.32 T=4800s, (a) vertical vorticity, (b) horizontal vorticity, (c) tilting term, (d) telescopic term at Vertical cross section

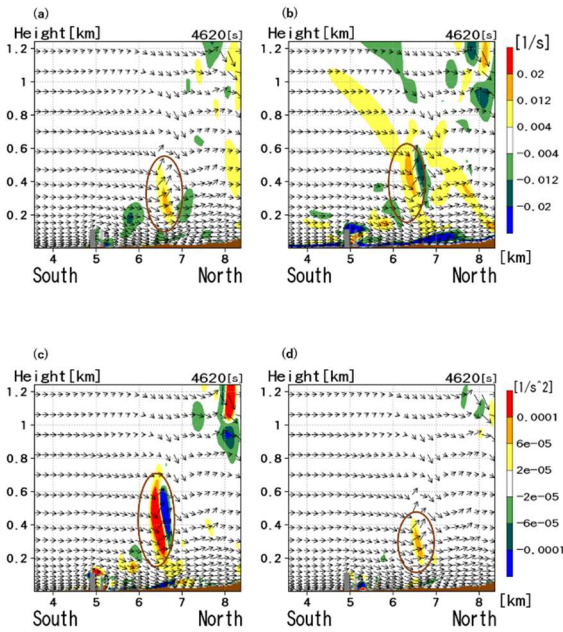


Fig.31 T=4620s, (a) vertical vorticity, (b) horizontal vorticity, (c) tilting term, (d) telescopic term at Vertical cross section

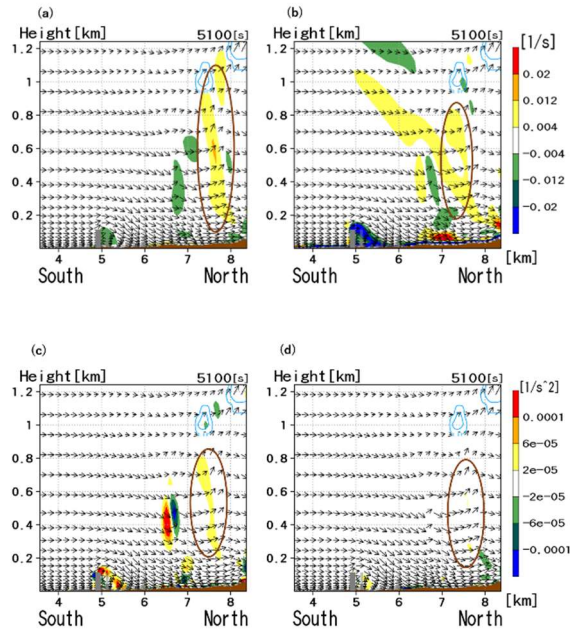


Fig.33 T=5100s, (a) vertical vorticity, (b) horizontal vorticity, (c) tilting term, (d) telescopic term at Vertical cross section

### 4.3 人工排熱と地表面顕熱フラックスによる効果の検証

前節で都市の熱的效果が積雲・渦管生成に及ぼす影響の大きさが確認された。本節では都市の熱的效果のうち、人工排熱による効果と地表面からの顕熱

フラックスによる効果に関して感度実験を行い検証する。

#### 4.3.1 実験設定

本節で行う感度実験の実験設定に関して説明する。都市内の上向き顕熱フラックスは人工排熱と地表面からの顕熱フラックスに分けられる。本節ではTable.6のように人工排熱と地表面顕熱フラックスが積雲生成に与える影響に関してそれぞれ検証を行う。NO\_AHS(以下NA)では人工排熱を都市に与えず、NO\_URBAN\_SURFACE\_HEAT(以下NU)では都市の表面温度を山地と同様のものを与える。その他の実験設定に関してはCrunと同様のものを与える。

Table.6 Experiment setting

①control run	建物形状を考慮 人工排熱，都市表面 温度分布あり
②No AHS	人工排熱は与えない， 都市表面温度分布あり
③No urban surface heat	都市表面温度を山地に変更 人工排熱考慮

#### 4.3.2 積雲生成への影響の検証

Fig.34は前節と同様に計算開始3600 s後から10800 s後までの都市域上空で生成した雲水混合比と雨水混合比の鉛直積算を時間平均したものである。この結果から都市の積雲生成に対して地表面からの顕熱フラックスが与える影響の大きさが確認できる。またFig.35は都市内での上向き顕熱フラックスを表す。NAとNUで上向き顕熱フラックスに大きな差があることが確認でき、その結果上昇流や積雲生成に差が生まれたことが推察される。

またFig.36は計算開始2時間後の都市上空において水平平均したTKEと温位の高度分布である。NUとNAで温位に顕著な差が特に地表面付近で確認できる。またTKEを比較すると、NUとNAにおいて地表面付近では差が0.1(m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)程度だが高度とともに差が大きくなり、高度が高くなるにつれて乱れがNUではNAほど起こっていないことが確認できる。このように乱れや混合が低い高度でしか起こっていなかったためNUではNAに比べ上層との運動量の交換が起こっておらず、建物形状や粗度に差はないにもかかわらず、Fig.37のように地表面風速にも差が見られる。

以上のことから都市における地表面からの顕熱フラックスが大気状態や積雲生成に及ぼす影響が大きいことが確認できた。

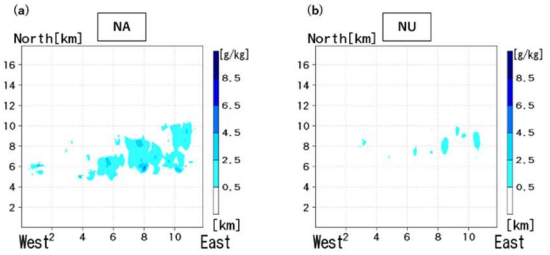


Fig.34 都市上空の雲水混合比と雨水混合比の鉛直積算の時間平均(3600s~10800s).

(a)NA, (b)NU

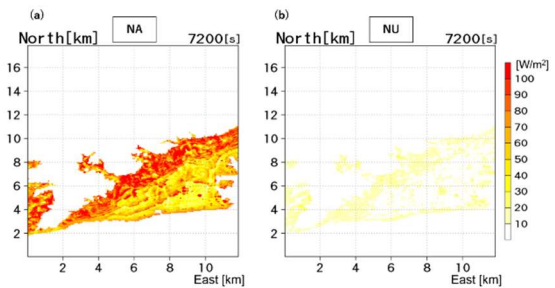


Fig.35 都市内上向き顕熱フラックス. (a)NA, (b)NU.

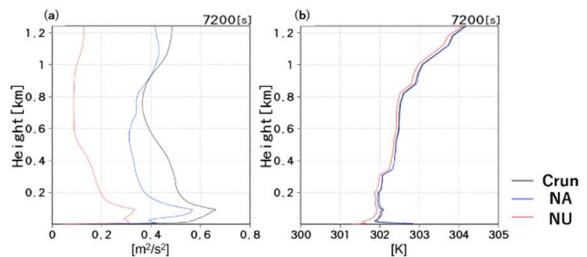


Fig.36 都市上空で水平平均した(a)TKEと(b)温位の高度分布。

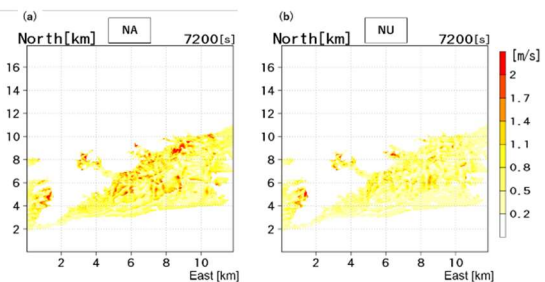


Fig.37 都市域における地表面水平風速. (a)NA, (b)NU.

#### 4.4 流入変動風の作成と検証

次に本節では乱流状態が渦管形成に与える影響を



確認するため、4.2節でのCrunとは異なる乱流状態で数値実験を行い、渦管生成メカニズムの解析、Crunとの比較を行う。まず乱流状態作成手法に関して説明する。4.2節の計算では解析対象領域にFig.19の海の領域を乱流遷移領域として与えているが、本節ではそれに加えて南側の流入風を乱流状態で与える手法を用いる。またこの乱流状態になっている流入風を以下では変動流入風と呼ぶ。変動流入風を作成する手法としては周期境界を用いたドライバで乱流場を計算する方法と乱数発生によって模擬的に風速を生成する方法がある。またLundら(1998)は乱流境界層における鉛直分布の相似性の仮定を用いて、計算領域内に設けられた下流境界におけるデータをスケール変換し、上流境界に与えるという主流方向の準周期的境界条件を用いた。その中で本研究では周期境界を用いたドライバにより流入変動風の作成と作成した流入変動風を用いた本計算の結果の検証を行う。

#### 4.4.1 ドライバ部分の実験設定

流入変動風作成に当たり使用するドライバ部の条件設定に関して説明する。格子設定だが東西、南北、鉛直方向の順に198×50×100をとり、格子幅はCrunと同様とした。境界条件は東西がfree-slip、南北が周期境界である。計算領域はFig.38のような標高0mの海を想定している。初期値に関してもFig.20のCrunと同様のものを使用する。

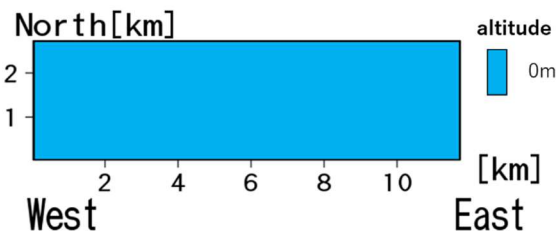


Fig.38 All of driver parts, assumed sea of 0m elevation.

#### 4.4.2 作成した流入変動風の検証

Fig.39は計算開始5400 s後の主方向の乱流強度と標準偏差である。乱流強度は標準偏差を平均風速で正規化した指標であり、乱れの強さを表す指標である。陸地での一般的な境界層乱流が $10^{-1}$ ~100のオーダーの乱流強度であることを考えるとこの計算結果は少し乱流状態が弱い为本計算部において流入側が陸地ではなく海であることを考慮し本計算の流入値としてこの変動風を使用して本計算を行い、次節にてその結果を検証する。

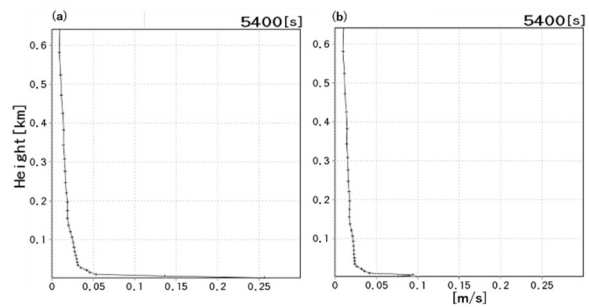


Fig.39 Turbulence statistics of inflow fluctuating winds. (a) turbulent intensity, (b) standard deviation.

#### 4.4.3 観測との比較

前節で作成した変動風を流入値として本計算を行う。実験設定に関しては南側流入値がドライバで作成した変動風であること以外は4.2.1と同じである。また以下では変動風を用いた本計算を変動風計算と呼称する。今回変動風計算の計算結果の検証には丸山らが行ったドップラーライダーの観測結果を使用する。丸山らは2018年8月にゾンデ放球を行った海側の地点でドップラーライダーを用いた観測を行った。丸山らが観測を行った中で南風が主方向であった2018年8月19日の12時から12時30分のデータを用いて変動風計算の計算結果を検証する。観測結果を以下に示す。まずFig.40は12時から12時30分までの風向の高度時間分布を表している。北を0度であり、高度300 m以下は主成分が南風となっている。Fig.41は観測結果から得られた乱流統計量の高度分布であり、12時から12時30分の間で高度ごとに時間平均を取り作成した。TKE、標準偏差ともに高度300 m以上で値が大きくなっているがこれは風の主方向が東西方向になったため都市の影響により乱れ具合が大きくなったためと考えられる。そのため計算結果の検証には高度300 m以下の観測結果を用いる。

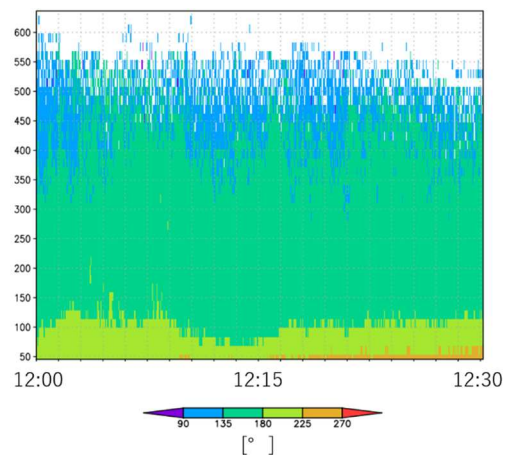


Fig.40 Wind direction of lidar observation, the north direction 0°.

次に変動風計算解析領域流入側において(Fig.42)乱流統計量を算出し、観測結果と比較を行う。またここでの乱流統計量の算出はFig.42のX = 3~10 kmにおいて陸側最近傍かつ土地利用が海である格子から南側(風上側)の5格子までを使用し、高度ごとに水平時間平均を取り作成した。Fig.43が観測結果と上記により作成した変動風計算における乱流統計量の結果の比較である。ともに同程度のオーダーとなっているが、少し変動風を流入値に使用した場合の方がオーダーとして大きくなっている。またFig.44は変動風計算とCrunにおいて都市上空において高度ごとに水平時間平均を取り作成したTKEの高度分布である。図から変動風計算がより乱流状態が強いことが判断できる。よって次節で渦管の解析を行い、Crunと同様のメカニズムが確認できるか検証する。

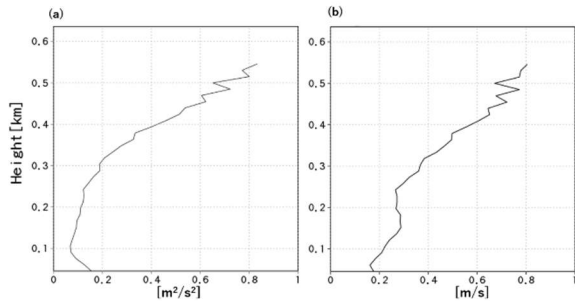


Fig.41 Observation results from Doppler lidar (a)TKE, (b)standard variation.

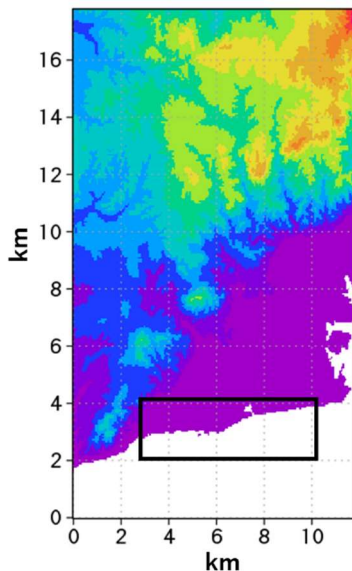


Fig.42 The region used for the creation of turbulence statistics five grids from the nearest grid to the land of the sea side grids within the black frame were used for horizontal time averaging.

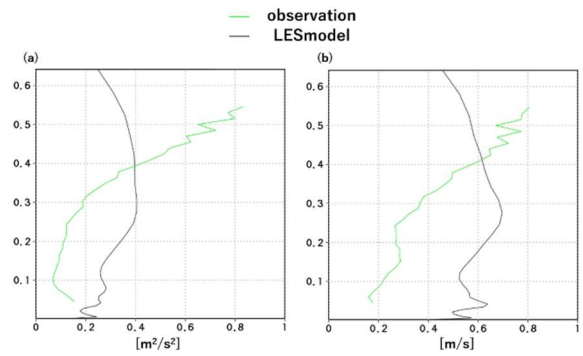


Fig.43 Comparison of turbulence statistics in observations and models (a) TKE, (b) standard deviation.

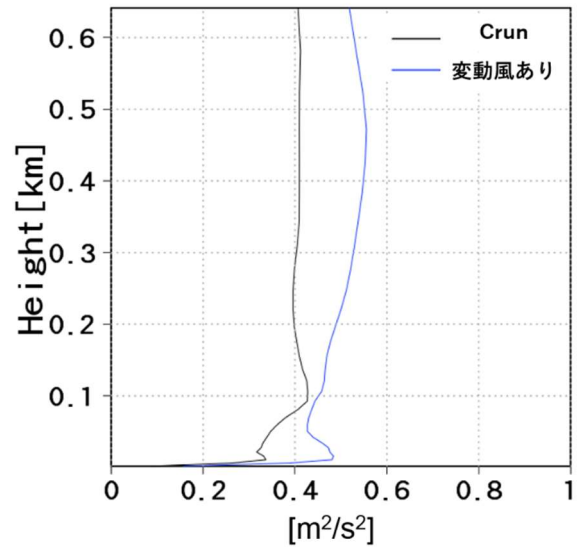


Fig.44 Comparison of TKE distribution over urban area

#### 4.4.4 流入変動風使用計算における渦管形成の検証

前節で行った変動流入風を使用した本計算における渦管について解析を行う。まずFig.45はQ値を表す3次元画像である。(a)が変動風計算、(b)Crunをの計算結果である。(a),(b)を比較すると、(b)に比べて(a)では全体的に渦管が多い。特に流入側に面している海岸線の地表面付近で(b)に比べて多くの渦管が発生していることが確認できる。

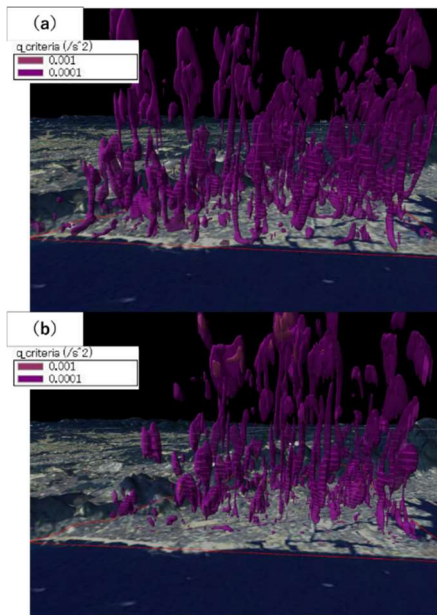


Fig.45 Comparison of Q index (3D image) (a) Crun, (b) Fluctuating wind calculation

次に4.2.3で確認したメカニズムが異なる乱流状態においても確認できるか検証する. Fig.46はFig.25と同一の鉛直南北断面におけるQ値を表している.

T=4920 s でX=5km付近において建物背面で生成した渦管がT=5460sで上昇流により発達し積雲生成に至っていることが確認できる. またFig.47はFig.46と同一の断面での鉛直渦度を表している.

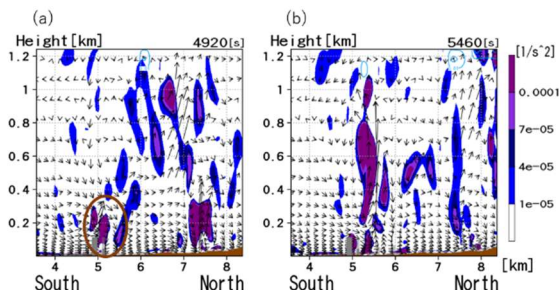


Fig.46 Vertical north-south cross section of Q index over the city. (a) T = 4920 s, (b) T = 5460 s

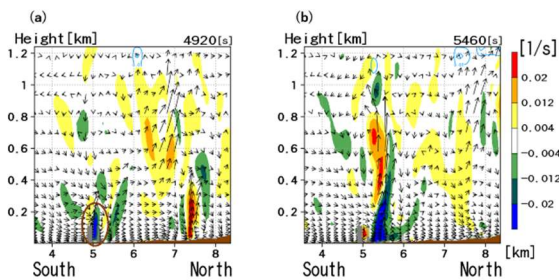


Fig.47 Vertical north-south cross section of vertical vorticity over the city. (a) T = 4920 s, (b) T = 5460 s

T=4920sにおいてX=5kmの建物付近に負の鉛直渦管が生成し, T=5460sでは上昇流により発達し積雲生成にいたっている. またFig.48,47は同一断面における (a)立ち上がり項, (b)伸縮項を表しており, 4.2.3と同様に立ち上がり項と伸縮項の寄与が確認できた.

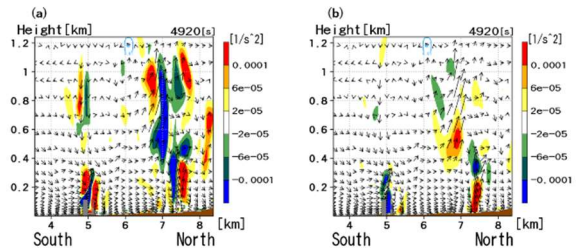


Fig.48 T = 4920s, (a) Tilting term, (b) Stretching term in vertical north-south cross section

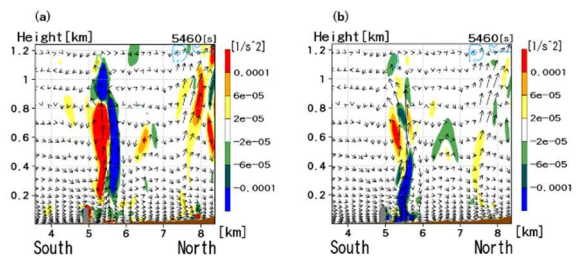


Fig.49 T=5460s, (a) Tilting term, (b) Stretching term in vertical north-south cross section

## 5. 神戸市における観測との比較検証

### 5.1 計算対象日

本章では本モデルの現実場の再現性を確認することを目的として神戸市・六甲山系において数値実験を行い3章で説明したマルチセンサーの観測結果との比較を行う. 観測との比較を主とするため計算対象日はラジオゾンデの2地点連続放球を行い, かつBLR, ドップラーライダーの稼動していた8月20日, 21日の内, 本研究の対象としている南風成分を持つ8月21日を選択した. また対象日はFig.50に示すように神戸においては移流性の降水で12時ごろに降水が発生した事例である. しかし降水より前の時間帯の9時から11時の間ではFig.51のように積雲が生成している. また大阪では対流性の降水が発生している. そのため本研究では9時~11時に得られた観測データを主な比較対象とする.

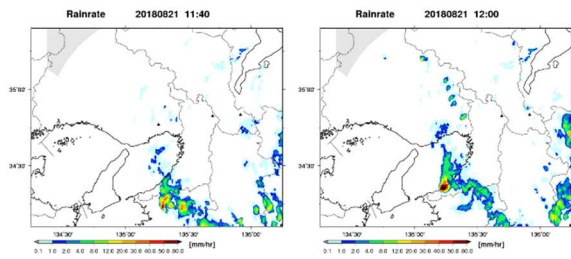


Fig.50 Rainfall observed by X-band radar on the calculation date.



Fig.51 Target area camera image at calculation target time.

## 5.2 実験設定

本章での数値実験設定に関して4章で行った実験と異なる点に関してのみ示す。まず土地利用に関しては本章では現実場の再現を目的とするため4章で行った標高100m以上の都市に山地としての熱情報を与える処理は行わず、標高100 m以上の都市にも都市としての地表面温度情報を与える(Fig.52)。また本来ならば地表面温度情報を計算対象日と同じ2018年8月21日を対象日としたCReSiBUCの計算結果を使用する予定であったが、CReSiBUC内で生成した降水の影響により特に11時~12時で地表面温度の低下が顕著であったため、本計算で使用する際に本計算内の大気状態と地表面温度に乖離が起こる可能性を考慮した結果、代表的な夏季晴天日の値として2012年8月3日のCReSiBUCの計算結果に4章で述べた気象庁メソ客観解析データを用いた補正を行い使用する。またCReSiBUC計算結果から地表面温度を作成する際に、先行研究では標高で区分を行わず領域平均をとっていたが、今回より現実に近い地表面温度を与えるため標高で区分後に領域平均をとり作成した。先行研究での手法と本研究での手法でそれぞれ作成した地表面温度をFig.53に示す。Fig.52の標高データとあわせて確認すると標高の高い部分の都市域の温度が低下し、標高の低い都市域の温度が上昇していることが確認でき、より現実に近い地表面温度分布となっている。人工排熱に関してはまた計算開始時

の大気状態の初期値をFig.54に示す。4章とは異なり、初期風速場に対して理想的な風速シアは与えないものとする。

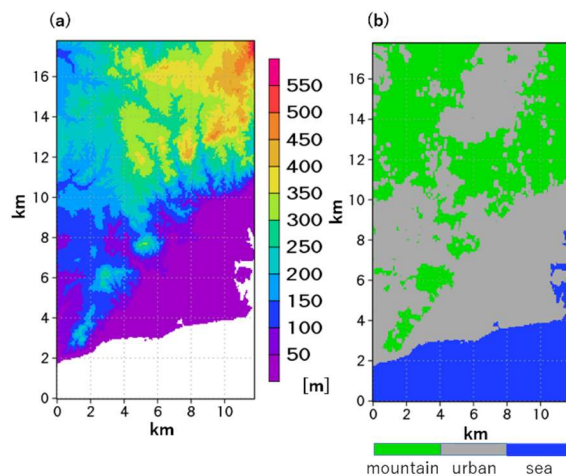


Fig.52 (a) Elevation of calculation area, (b) Land use distribution.

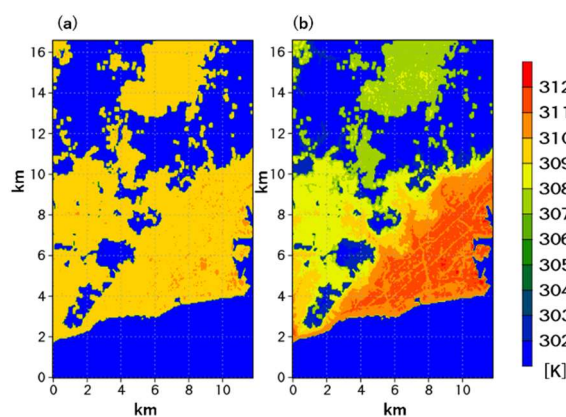


Fig.53 Surface temperature distribution in the computational domain.

(a) Create by the method in the previous research (b) Make area average after elevation division and make

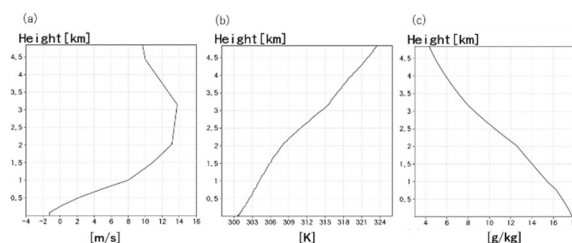


Fig.54 Calculation initial value (a) South-North wind (b) temperature (c) water vapor mixing ratio.

### 5.3 計算結果

#### 5.3.1 境界層発達に関する検証

本節においては計算結果とゾンデデータの比較を行う。また比較するゾンデデータは温位、特に温位から推定される境界層の発達が生じているかということである。Fig.55は都市側で9時、10時、11時に放球されたゾンデから算出された温位の高度分布の比較図である。小田ら(2011)はドップラーライダーを用いた都市大気境界層内乱流スケールの推定の中で、境界層上端の高度として雲底より下層の温位の一次導関数が顕著な高度としていた。本観測事例では9時では高度約800 m、10時では高度約1100 m、11時では高度約1200 mで温位勾配に大きな変化が見られ、境界層高度と推定できる。このような境界層の発達が計算で再現できているか本節では検証する。Fig.56はT = 0 s、3600 s、7200 s、10800 sの本計算領域にお

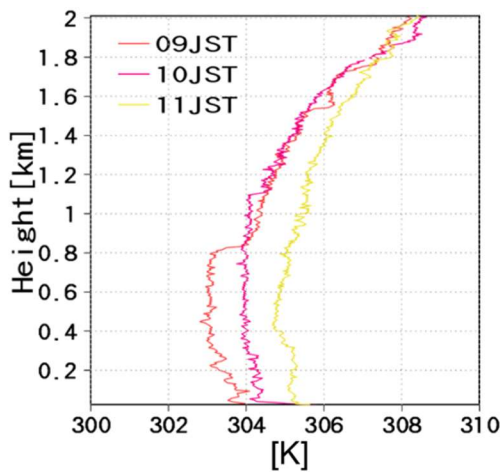


Fig.55 Comparison of the height distribution of potential temperature calculated from radio sonde released at 9:00, 10:00 and 11:00 (JST) inside the city.

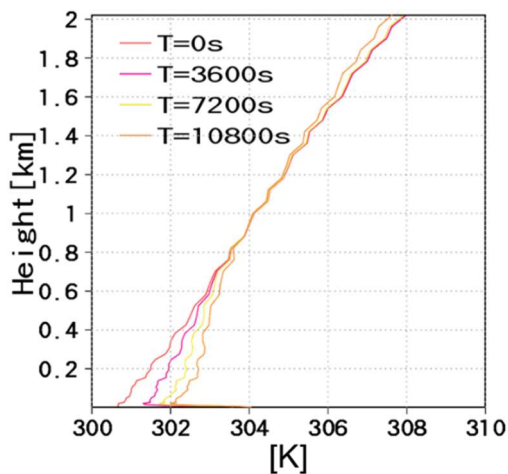


Fig.56 Computed area height distribution of potential temperature averaged horizontally over the city area. T = 0 s, 3600 s, 7200 s, 10800 s.

ける都市上空での温位の水平平均の高度分布を表している。本計算ではMSMの格子のうち本計算領域に含まれる格子点より初期温位を作成しているため、初期値に海上に存在するMSMの格子の情報が含まれており、9時初期値と都市内9時放球ゾンデの温位とでは特に境界層以下で差が見られ、初期値からは境界層高度の推定が難しい。また温位の計算結果からも下層が計算時間経過とともに地表面の熱の影響で高くなっていくが、境界層高度推定という形では判断することが難しい結果となった。そのため計算内の境界層の高度と発達の推定には温位に加えて乱流運動エネルギー(以下TKE)と温位偏差フラックスを用いる。温位偏差フラックスは以下の(15)式で表される乱流統計量である。

$$F = \overline{w' \theta'}, \quad (15)$$

Fig.57は計算開始1時間後、2時間後、3時間後の都市上空で水平平均した乱流運動エネルギーと温位偏差フラックスの高度分布である。田村ら(2004)と同様に境界層の高度を温位偏差フラックスが負の最小となるものとする。Fig.57より境界層高度はT = 3600 sで高度約580 m、T = 7200 sで900 m、T = 10800 sで高度約1200 mだと考えられる。またTKEによる境界層高度推定であるが、ここではTKEの値が収束0に漸近し始める高度とする。Fig.57からT = 3600 sで高度約600m、T = 7200 sで高度約900 m、T = 10800 sで1200 mと推定される。乱流統計量から推定される境界層高度からは境界層の発達が再現することができた。しかし温位の高度分布からは境界層高度とその発達が確認することが困難であることは改善すべき点である。その原因のひとつとしては境界値として現在初期値と同じ値を与え続けていることが考えられる。流入側で与えられた温位が9時初期値で固定していたため、温位という形では境界層の発達が表現できていなかった可能性があり、改善する必要がある。

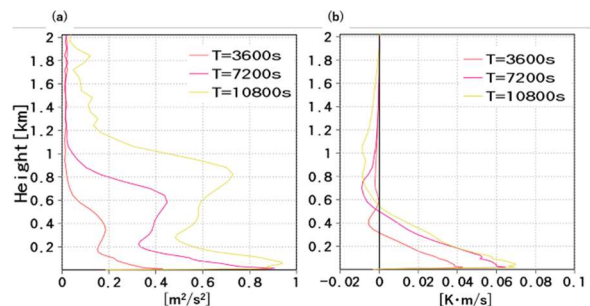


Fig.57 Altitude distribution of (a) TKE, (b) temperature deviation flux over urban area.

### 5.3.2 上昇流に関する検証

本節においてはBLRにて観測された鉛直流と本計算結果との比較を行う。

以下に計算対象時間のBLRの観測結果を以下に示す(Fig.58). 3章で触れたように高度約1 km以下と高度2 km以上でサーマルの周期が異なり, 2 km以上の上昇流は大規模場の影響の可能性があるため今回比較対象は主に1.5 km以下の周期の短いサーマルとする。

Fig.59は計算対象時間のBLR観測結果を1時間ごとで表したものであり高度スケールを1.5 kmとしている。またFig.60は計算領域内のBLRが存在する付近の格子点上空における上昇流の時間変化を表したものである。BLRの観測結果と同じく上昇流が暖色系, 下降流が寒色系である。Fig.59と比較すると下層の周期の短い鉛直流が上昇と下降で交互に現れている構造を表現できている。またサーマルの周期に関して着目すると, BLRでは周期の短い鉛直流と長い鉛直流が存在する構造が観測されている。この周期の異なる鉛直流が存在する構造はモデル内でもおおむね表現できている。しかしサーマルの周期を過大評価している可能性がある。その要因としては現在モデル内で地表面温度を計算していないため, 現実場での地表面から顕熱が放出されたことで地表面温度が変化するという挙動を表現できていないことやモデルの解像度が不足していることなどが挙げられる。今後よりモデル内の陸面の表現を精緻化するや高解像度で計算を行うことで現実場に近い鉛直流を表現できると考えられる。

次に積雲生成に至った上昇流事例の解析を行う。Fig.61は計算開始3600 sから10800 sまでの雲水混合比と雨水混合比を鉛直積算し, 時間平均をとったものである。初期値として与えた温位の鉛直分布は安定度が比較的高いため特に地形による強制上昇が少ない標高の低い地域の上空では積雲生成があまり確認できなかった。しかし前節で推定される境界層高度を超える高さまで到達した上昇流も存在し, その付近で積雲生成が確認された(Fig.62)。今回この上昇流の事例に対して解析を行う。山口ら(2018)は境界層を突破する上昇流に対する要因として①上昇流の組織化, ②先行する上昇流の影響, ③凝結潜熱の影響などが存在するとした。今回の事例に関しては②先行する上昇流の影響と③凝結潜熱の影響が考えられる。まず②に関して考察を行う。Fig.63は同一断面における温位の鉛直勾配を表しており, 先行する上昇流が温位の安定層に乱れを生じさせていることが確認できる。加えて②の凝結熱の影響であるがFig.64は熱的浮力項を表しており, 凝結が起こっている積雲部分で正の浮力が発生しており凝結熱による影響と

考えられる。以上のように2つの要因が重なったことにより上昇流が境界層を突破し, 積雲生成に至ったと考えられる。

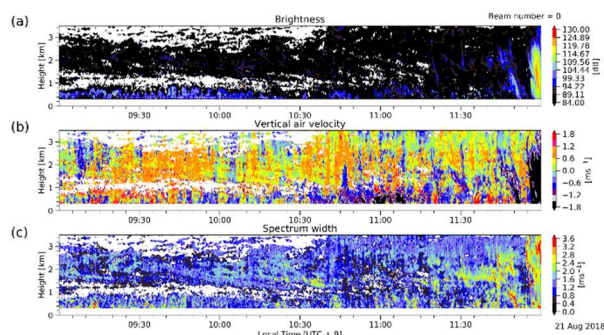


Fig.58 The observation result of August 21st. (a) echo intensity (b) doppler velocity (c) spectral width.

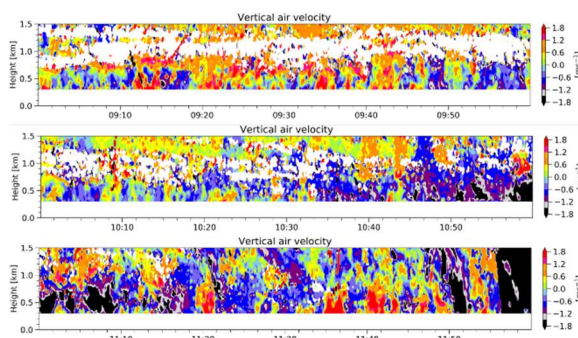


Fig.59 Vertical flow every hour for calculation target time observed by BLR (Altitude 1.5km or less).

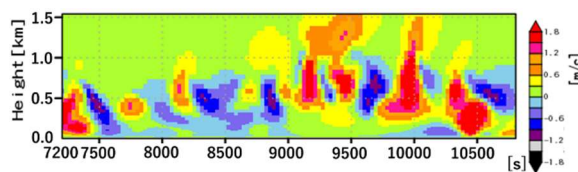


Fig.60 Temporal change of vertical flow just above the grid near BLR in the model

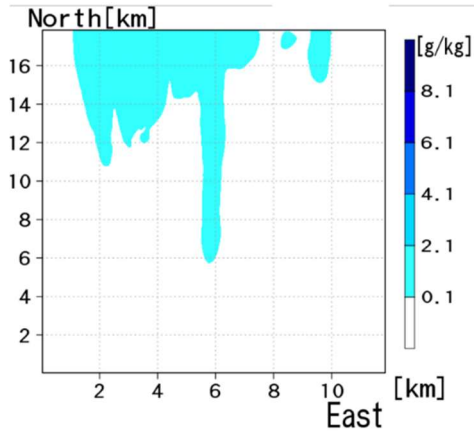


Fig.61 Time average of vertical integration of cloud water mixing ratio and rain water mixing ratio over the calculation area.

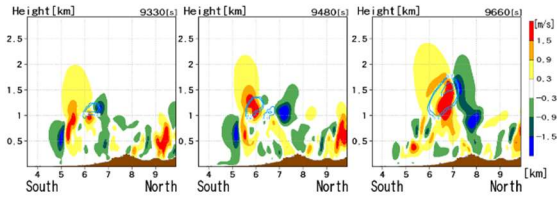


Fig.62 North-South cross-sectional time change of updraft in the case that led to cumulus formation. The light blue contour is cloud water mixing ratio.

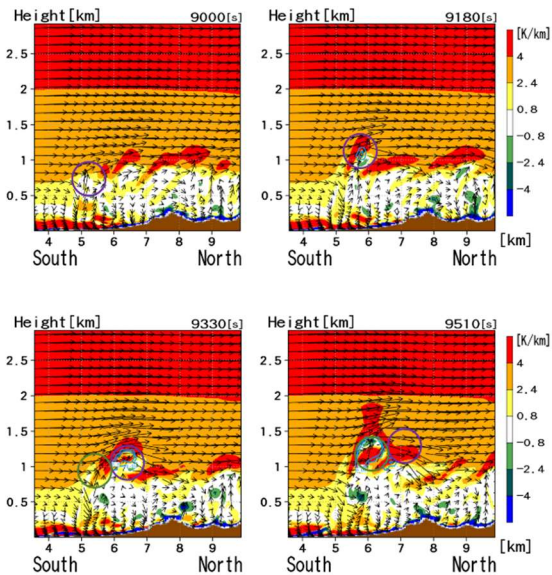


Fig.63 Vertical gradient of potential temperature in the same cross section. The positive part represents the stable layer. The purple circle is the leading updraft, and the updraft for the green circle. The light blue contour is cloud water mixing ratio.

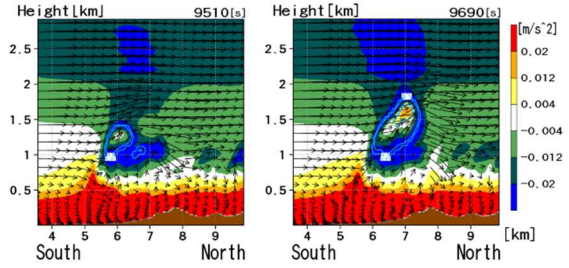


Fig.64 Thermal buoyancy term in the same cross section. The light blue contour has a cloud water mixing ratio.

### 5.3.3 都市上空での鉛直渦管に関する検証

本節では都市上空での鉛直渦管の解析を行う。まず前節で積雲生成に至った事例について説明する。Fig.65は前節で境界層高度を大きく突破した事例における渦管指標の時間変化である。T=9300sで上昇流により持ち上げられた渦管がT=9720sでは非常に大きな渦管に発達している。しかしT=10050sでは主流方向に流され渦が千切れていく様子が確認できる。このように特に上層の風速10m/sを超えるような強風の影響で本節での実験では渦管が発達しづらい状況であったと考えられる。

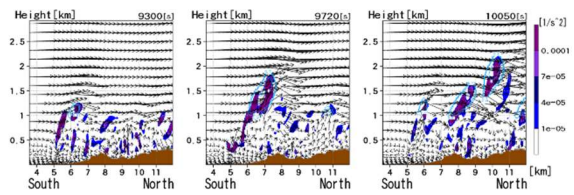


Fig.65 Temporal change of Q index in vertical north-south cross section

そのため本節でのライダーを用いた鉛直渦管の検証を都市に近い低高度を対象とし、ドップラーライダーで観測されたドップラー速度から作成した擬似渦度とモデル内で計算された鉛直渦度の比較を行う。本研究では中北ら(2016)と同様に一台ドップラーライダーのドップラー速度から擬似渦度の算出を行った。直交座標系における鉛直渦度 $\zeta$ を極座標系( $r, \phi$ )で書き直すと、

$$\zeta = \frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} (rv_\phi) - \frac{\partial v_r}{\partial \phi} \right\}, \quad (16)$$

となる。ただし、 $v_r, v_\phi$ はそれぞれ $r$ 成分、 $\phi$ 成分の速度を表す。ドップラー風速観測ではビーム方向の風速しか得ることができず、式(16)の右辺第2項の情報しか得ることができない。中北ら(2016)は渦がFig.66のように存在すると仮定し2地点のレーダービー

ム方向の風速差を用いて近似的に渦度を算出する手法を提案した。本研究ではこの風速差を2地点の距離で除した値を2倍することで擬似渦度の値とした。すると擬似渦度は以下の式で算出することができる；

$$\zeta = 2 \cdot \frac{v_a - v_b}{2r}. \quad (17)$$

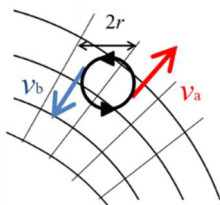


Fig.66 Calculation method of pseudo vorticity

Fig.67は2018年8月21日の11時32分に観測された擬似渦度とドップラー速度である。仰角は4.5度レンジ方向の解像度は75 m, 方位方向の解像度は1.47°/sである。図のように正負の渦が筋上に並んでいる様子が確認できる。次にFig.68はT=7200sにける都市上空高度約150m,170mにおける鉛直渦度の水平断面を表している。擬似渦度と同様に渦度の正負が交互になっていることが確認でき、都市上空での渦管構造の特徴をモデルで再現することができている。

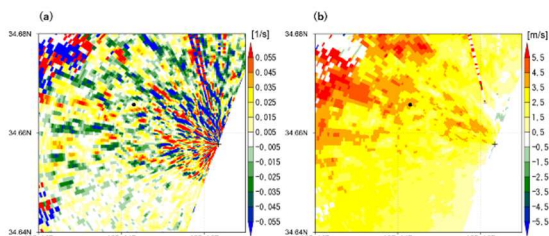


Fig.67 (A) Pseudo vorticity by lidar observation, (b) Doppler velocity.

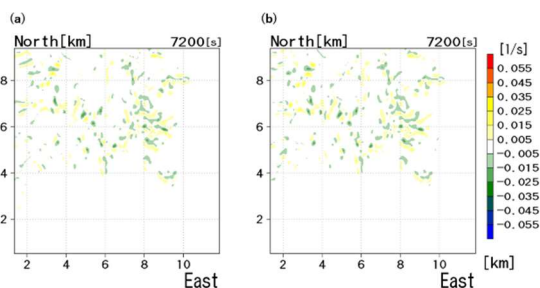


Fig.68 Vertical vorticity (a) altitude 150m, (b) 170m.

## 謝 辞

本研究はJSPS科研費15H05765(基盤研究S「ストームジェネシスを捉えるための先端フィールド観測と豪雨災害軽減に向けた総合研究」, 研究代表者: 中北英一)の助成を受けたものです。

## 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, Vol. 31, pp.263-273.
- 今井克之・中川貴央・橋口浩之(2007): 電波レンズ搭載型対流圏ウインドプロファイラレーダー(WPR LQ-7)の開発, SEI テクニカルレビュー, 第170号, pp.49-53.
- 小田遼子・岩井宏徳・石井昌憲・関澤信也・水谷耕平・村山泰啓(2011): ドップラーライダーの鉛直風観測に基づく都市大気境界層内乱流スケールの推定, 土木学会論文集, B1(水工学), 第67巻, No.4, pp.I\_313-I\_318.
- 小倉義光(1997): メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215 pp.
- 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.
- 白石栄一(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, Vol. 95, pp. 34-45, 2009.
- 田村哲郎・古澤卓士・森厚平(2004): 空間発達する温度成層乱流境界層のDNS・LES, 第18回風工学シンポジウム論文集. pp.51-56.
- 中北英一・山邊洋之・山口弘誠(2010): ゲリラ豪雨の早期探知に関する研究, 水工学論文集, Vol. 54, pp. 343-348.
- 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), Vol. 69, pp.325-3.
- 中北英一・山口弘誠・大石哲・大東忠保・橋口浩之・岩井宏徳・中川勝広・相馬一義・増田有俊・小川まり子・坪木和久・鈴木賢士・川村誠治・鈴木善晴(2015): 積乱雲の生成・発達を捉えるためのマルチセンサーによるRHI同期観測実験, 京都大学防災研究所年報, Vol. 58(B), pp. 232-236.
- 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.



- 野依亮介・相馬一義・末次忠司・田中賢治・大石哲・中北英一・市川温(2013): 観測解析と雲解像モデルを用いた2011年大阪における局地的大雨発生の要因分析, 水文・水資源学会2013年研究発表会要旨集, pp.14-15.
- 野依亮介(2015): 詳細な都市活動情報を考慮した京阪神地方における局地的大雨予測に関する研究, 山梨大学修士論文.
- 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, Vol. 51, No. 1, pp.109-115.
- 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, 2000.
- 森谷祐介・橋口浩之・山本真之・妻鹿友昭・山本衛・今井克之・足立アホロ・中里真之・田尻拓也・柴垣佳明・H. Luce(2009): 大気境界層観測用レンジイメージング・ウィンドプロファイラーの開発, 第5回MU レーダーシンポジウム講演集, pp.1-5.
- 山口弘誠・高見和弥・井上実・須崎純一・相馬一義・中北英一(2016): 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, 京都大学防災研究所年報, Vol. 59(B), pp. 256-297.
- 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), Vol. 72, pp. I\_205-I\_210.
- 山口弘誠・土橋知紘・中北英一・高見和弥(2017): 都市気象LES モデルを用いたゲリラ豪雨の種の解析, 京都大学防災研究所年報, 第60号B, pp.584-598.
- 山口弘誠・小西大・土橋知紘・中北英一・山本真之・川村誠治・雨谷純・杉谷茂夫・大東忠保・小川まり子(2018): 都市気象LESモデルと境界層レーダーを用いた大気境界層を突破する熱的上昇流の発見, 京都大学防災研究所年報, 第61号B, pp.448-478.
- Cotton, W. R., G. Bryan, and S. C. Van de Heever (2010): Storm and cloud dynamics, Vol.99, Academic press, pp.358-363.
- Hirt, C. W. (1992): Volume-fraction techniques: Powerful tools for wind engineering, Journal of Wind Engineering, No.52, pp.333-344.
- Kazuyoshi Souma, Kengo Sunada, Tadashi Suetsugi and Kenji Tanaka(2013): Use of ensemble simulations to evaluate the urban effect on a localized heavy rainfall event in Tokyo, Japan, Journal of Hydro-environment Research, 7 (4), pp.228-235, doi:10.1016/j.jher.2013.05.001.
- 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., and Lilly, D. K.(1977): Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, J. Atmos. Sci., Vol. 35, pp.78-107.
- Klemp, J. B.(1987): Dynamics of Tornadic Thunderstorm, Ann. Rev. Fluid Mech., 19, pp.369-402.
- 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, Vol. 17, No.2, pp.187-202.
- Lund, T.S., Wu, X., and Squires, K.D., (1998) "Generation of turbulent inflow data for spatially-developing boundary layer simulations," J. Comput. Phys., 140, p.233-258.
- Rotunno, R. (1981) : On the evolution of thunderstorm rotation, Monthly Weather Review, 109(3), pp. 577-586.
- Smagorinsky, J. (1963): General circulation experiments with the primitive equations: I. the basic experiment\*, Monthly weather review, Vol. 91, No. 3, pp. 99-164.
- 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, Vol. 118, pp.11,600-11,610, doi:10.1002/jgrd.50850.
- Yamamoto, M. K., et al., (2014), Development of a digital receiver for range imaging atmospheric radar, J. Atmos.Sol.-Terr. Phys., vol. 118, pp. 35-44, 2014, doi:10.1016/j.jastp.2013.08.023.

(論文受理日 : 2019年6月17日)