

都市環境が都市型集中豪雨に及ぼす影響の評価

伊藤洋太郎*・茂木耕作**・相馬一義***・萬和明*・田中賢治・池淵周一

* 京都大学大学院工学研究科

** 海洋研究開発機構

*** 京都大学次世代開拓研究ユニット

要 旨

本研究では、雲解像の非静力学数値気象モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) に陸面状態を詳細に考慮できる陸面過程モデル SiBUC (Simple Biospher model including Urban Canopy) を導入した CReSiBUC を用いて、都市型集中豪雨の代表的事例である練馬豪雨に対して、都市環境を創り出している 3 要素 (都市の土地被覆, 人工排熱, 建物分布) がどのように降水に影響しているのかを検討した。また、人工排熱分布を気象モデルに適用し、その汎用的な利用を目指して人工排熱関数を構築した。

キーワード: CReSiBUC, ヒートアイランド, 都市型集中豪雨, 都市環境

1. 序論

近年、「都市型豪雨」とよばれる都市域での局地的な短時間強雨が注目されている。このような都市域における集中豪雨は、地下室の浸水や交通網の麻痺などの被害が特徴であり、人口密集地でのこういった被害はその地域に大きな混乱をもたらす。

都市域におけるヒートアイランドと降水の関連については、Shepherd ら (2003) が、ヒューストンやテキサスなどの海沿いの大都市において、都市における人為的な影響から発生するヒートアイランドが降水や落雷の頻度の増加を引き起こしていることを観測解析結果から指摘した。また、Changnon ら (1981) は、アメリカなどのいくつかの都市では、その風下側を中心として夏の対流性降水の増加傾向が見出されており、その傾向は午後に著しいことを報告した。Shepherd ら (2002) は、TRMM (熱帯降雨観測衛星, The Tropical Rainfall Measuring Mission) を用いた統計的解析によって同様の結論を得ている。

日本においては、小林ら (2003) が、夏季東京周辺においてレーダー観測データをもとに積乱雲の検出を行い、その結果、東京周辺の平野部では一度積乱雲が発生すると発達しやすく、また、積乱雲の発生メカニズムが山岳の斜面上昇によるものとは異なっていることをつきとめ、積乱雲発生とヒートアイランドの関係を指摘した。また、藤部 (2003) は、首都圏における広域的な都市効果による

昇温が収束を強め、東京都心の強い降水の増加をもたらしている可能性を示唆した。佐藤ら (2006) は、降水レーダーデータを用いた解析から、東京との都市域で降水システムが強化されていることを示唆した。

上に挙げた観測面からの研究結果から、都市におけるヒートアイランドと降水の関連性を示唆することができる。しかしながら、降水の分布や頻度は様々な自然要因によって変動するので、降水に対する都市の影響の有無については未だ議論の余地が残されている。このことから、降水に対する都市の影響の有無について自然要因による変動を取り除いてより明確な議論を行うためにも、観測データによる解析に加えて気象モデルを用いた解析を行う必要があると考えられる。例えば、Gero ら (2006) は、地域気象モデル RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) を用いてシドニー周辺における土地利用分布の変化が孤立対流の形成に対して大きな影響を与えることを定性的に示した。

ただ、日本のように狭い地域に複数の土地利用が混在している地域において、都市環境のこういった部分が大気になどどのような影響を及ぼすのか、ということについての研究は十分になされていない。そこで本研究では、都市型集中豪雨に対して都市環境が及ぼす影響を評価することを目的とする。都市が大気環境に与える影響として以下の 3 要素 (土地被覆, 人工排熱, 幾何形状) を取り上げ、それぞれが降水に及ぼす影響を検討する。

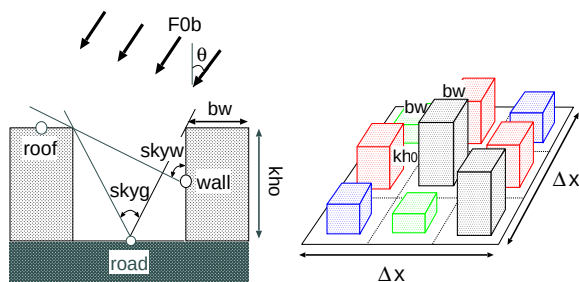


Fig. 1 Urban canyon. Fig. 2 Building element.

Table 1 The parameters of Fig. 1, Fig. 2

symbol	definition	unit
F_{ob}	direct beam	W m^{-2}
bw	building width	m
k	number of building story in a canyon	
h_o	unit height of story	m
$skyw$	sky-view factor for wall	rad
$skyg$	sky-view factor for road	rad
θ	incident angle of direct beam radiation	rad

都市型集中豪雨は時間的にも空間的にも非常に小さなスケール（メソ β スケール，20～200 km 程度）の現象である。対流現象が重要な意味を持つこのような現象を再現するためには，使用する数値モデルもメソ β スケールの予測を目的として作られた，積乱雲の発達過程（対流現象）を詳細に表現できる非静力学モデルを使用する必要がある。加えて，本研究では降水に対する都市の影響を評価するため，都市を含めた陸面過程を詳細に表現しているモデルを選択しなければならない。本研究で使用する大気陸面結合モデル CReSiBUC は，雲解像の非静力学数値気象モデルである CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) に，水田や都市の影響を考慮できる詳細な陸面過程モデル SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy) を導入したもの (Moteki(2005)) であり，前述の条件を大いに満たしている。

本研究では，都市型集中豪雨の事例として練馬豪雨を取り上げる。練馬豪雨は 1999 年 7 月 21 日に東京都練馬区を中心に発生した集中豪雨で，一時間に 100 mm 以上の降水量を記録している短時間かつ，局所的にもたらされた強雨現象である。都市型豪雨の代表的事例ともいえる練馬豪雨を通して，都市環境が都市型集中豪雨に及ぼす影響を検討する。

2. 大気陸面結合モデル CReSiBUC

本研究では，名古屋大学地球水循環研究センターで開発されている気象モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulator) に，京都大学防災研究所水資源環境研究センターで開発が進められている陸面過程モデル SiBUC(Simple Biosphere including Urban Canopy) を組み込んで，より細かく地表面の状態を表現できるようにした雲解像の非静力学数値気象モデルを用いる。

CReSS は，雲スケールからメソスケールの現象の高精度シミュレーションを行うことを目的として開発された，雲解像の非静力学数値気象モデルである。CReSS は大規模な並列計算機で効率よく実行できるように設計され，その並列計算により雲の詳細な時間発展のシミュレーションを行うことができるモデルとなっている。支配方程式系は，運動方程式（地球の回転を考慮したナビエ・ストークス方程式），熱力学方程式，圧縮形の連続方程式，水蒸気混合比の式，雲・降水粒子の混合比の式，雲・降水粒子の数密度の式で記述される。

陸面過程モデル SiBUC は，生物圏だけでなく都市・水体をも表現可能な点が他の陸面過程モデルと大きく異なる点である。また，大気モデルの一格子に対して複数の土地利用の影響を反映させることができるモザイクスキームを導入しているため，日本のような狭い平野部に都市や水田などが混在する地域における地表面気象要素を正確に表現するために非常に有効であると考えられる。また SiBUC において都市域は，Fig. 1 に示すように道路とそれに面したビルの壁面で構成される建物要素の集合体として表現される (Fig. 2)。個々の建物要素では，2 次元の都市キャニオンを考慮することで，都市キャニオンへ入ってくる日射の入射角による違い，壁面及び路面での反射，射出等を考慮している。都市には様々な高さのキャニオンが存在するが，まず同じ高さのキャニオンに関して放射収支を求め，屋根面高度分布 $r(k)$ を用いて積分し，都市全体として屋根面，壁面，路面に配分されたエネルギー量を計算する。また，冷暖房など建物に起因する建物排熱，自動車走行に伴う自動車排熱などの人工排熱を考慮することができる。

3. 練馬豪雨の観測的特徴と単純再現実験

3.1 観測的特徴

本研究で取り上げる練馬豪雨は，1999 年 7 月 21 日午後，東京都練馬区を中心とした地域において発生した豪雨災害である。この豪雨は，アメダスによると 15 JST～18 JST の 3 時間積算降水量が 130 mm に達し，特に 16 JST までの 1 時間に 90 mm の降水量を記録した短時間集中型の豪雨であるといえる。

Fig. 3 にアメダスによる 21 日 12 JST～14 JST の平均気温・風分布を示す。本研究では，現実の土地利用分布

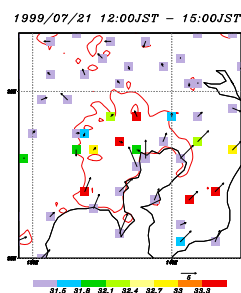


Fig. 3 Averaged temperature and wind for 12 - 14 JST with AMeDAS.

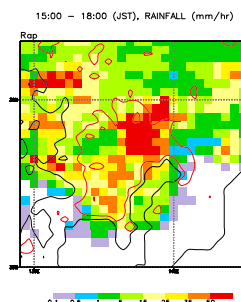


Fig. 4 Accumulated rainfall for 15 - 18 JST with Rader-AMeDAS.

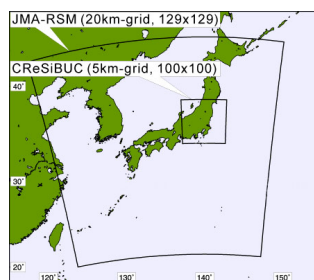


Fig. 5 Calculated domain.

において都市部の割合が 30 % を越える領域を「都市部」と便宜的に定義した。この領域は、Fig. 3, Fig. 4, 及び Fig. 6 以降の図において赤実線で囲まれている。本研究において定義した「都市部」においては 33 °C 以上の気温を観測しているのに対し、郊外ではほとんどの観測点で 31 °C 以下であり、その差は 2 °C 以上となっている。この顕著な温度差は、ヒートアイランド現象によるものだと考えられる。また、地表風の分布に注目すると、周囲よりも気温が高い地域、すなわち「都市部」を中心に風が収束する傾向が見られる。

Fig. 4 にレーダーアメダスによる 21 日 15 JST~18 JST の 3 時間積算降水量分布を示す。ここで、練馬豪雨に伴う 3 時間積算降水量で 50 mm 以上の強雨域に注目すると、その強雨域は「都市部」における約 50 km 四方の非常に狭い領域に集中していることがわかる。この強雨域の形成位置は、先に示したヒートアイランドに伴う局所的な高温域と地表風の収束域に一致している。このことから、練馬豪雨はその発生において都市の影響を受けている可能性が示唆される。

3.2 単純再現実験

前節の観測解析を踏まえて、本研究では CReSiBUC による練馬豪雨の再現計算 (CTL) を行った。ただし、この再現実験は現実の都市環境を詳細に再現しているとは言えないため、感度実験の比較のために行った単純な再現実験という位置づけとなっている。

今回の実験では、練馬豪雨発生当日の 1999 年 7 月 21 日について、Fig. 5 の小さい方の領域で 09 JST から 21 JST まで 10 秒毎のタイムステップで 12 時間の計算を行った。この領域は、水平格子間隔は 5 km で、格子数は 100 × 100 × 45、領域の中心座標は東経 140.0°, 北緯 36.5° である。初期値、境界値については気象庁領域スペクトルモデル (RSM: Regional Spectral Model, 格子数 129 × 129 × 20, 格子間隔 20 km) による Fig. 5 の大きい方の領域における 1 時間毎の出力結果 (風・温度・湿度・気

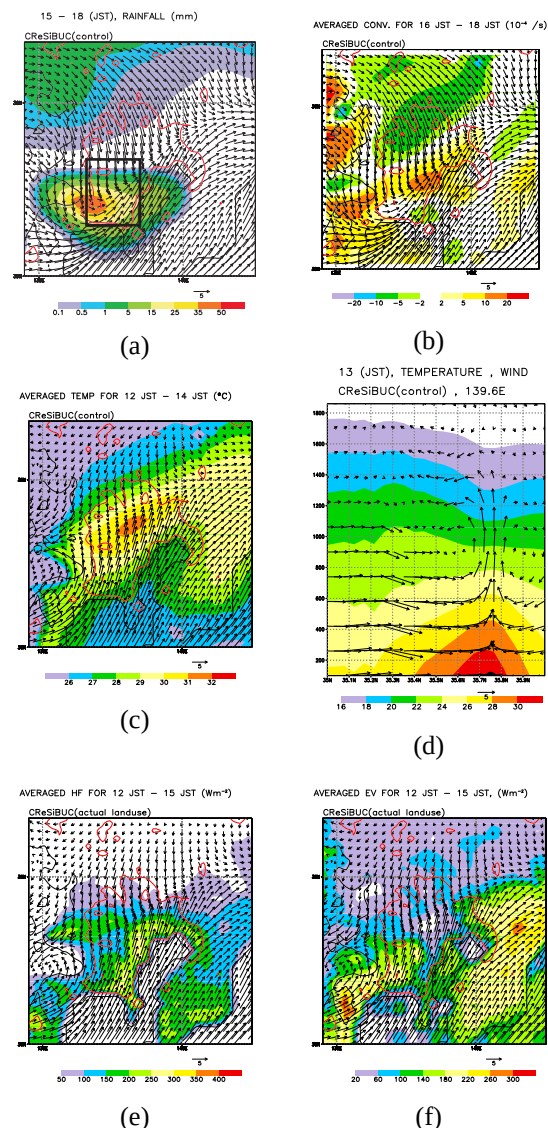


Fig. 6 Simulated results with the CTL of (a) accumulated rainfall for 15 - 18 JST, (b) averaged convergence accumulated in the 0.1 - 1.0 km-layer for 15 - 18 JST, (c) averaged temperature at 0.1 km for 12 - 14 JST, (d) vertical profile of temperature and wind at 13 JST, (e) averaged sensitive heat flux at 0.1 km for 12 - 15 JST, (f) averaged latent heat flux at 0.1 km for 12 - 15 JST.

圧)を使用した。解析には1時間毎の出力結果を用いた。

主なオプションについては、降水過程として3種類の氷相(雲氷、雪、雹・霰)を含む微物理パラメタリゼーションを、乱流過程として乱流運動エネルギーに基づいた1.5次クロージャースキームを、放射過程は雲量・太陽の天頂角、地表面付近の気温と水蒸気圧を用いて計算するオプションを、大気境界層内の鉛直拡散についてはMellor and Yamadaのturbulent closure modelのlevel 2をそれぞれ選択して計算した。5 km四方の各グリッドには7つのカテゴリー(水体、混合林、草地、畑地、水田、裸地、都市域)の土地利用面積率を与えた。土地利用分布は100 mグリッドで15分類されている国土数値情報(KS-202)を用いて7カテゴリーに再分類し、5 km四方を各カテゴリーの面積が占める割合を土地利用面積率とした。

土壌タイプの情報には、FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations)のDigital Soil Map of the Worldのデータ(空間分解能約10 km)を使用し、オリジナルの1000種以上の分類から砂、ローム、シルトの構成比に基づいて11種(sand, loamy sand, sandy loam, silt loam, loam, sandy clay loam, silty clay loam, clayloam, sandy clay, silty clay, clay)に再分類したデータセットを用いた。

CTLによる結果をFig. 6に示す。CTLの積算降水量分布(Fig. 6(a))を観測解析結果(Fig. 4)と比較すると、本研究で定義した「都市部」(都市面積割合が30%以上の領域)の中にまとまった降水が生じたという点において、練馬豪雨の特徴を再現したといえる。「都市部」において約50 km四方の局所的な強雨域が形成されており、下層の温度および収束量の分布を見ても「都市部」にヒートアイランドと収束域が再現されている(Fig. 6(b), (c))。また、鉛直方向の気温風分布からも、ヒートアイランドに伴う上昇流が生じていることが分かる。

降水分布に関しては、観測された強雨域に比べると、その形成位置はやや南にずれており、絶対量もやや小さい。これらはCReSiBUCの解像度などの問題以外に初期値、境界値の精度にも依存していると考えられる。本研究では、降水に対する都市の影響を評価するために、「都市部」において局所的な強雨域が形成されることが重要であると考えてるので、感度実験に耐え得る再現精度を確保できたといえる。

4. 都市環境に対する感度実験

都市環境が大气に与える影響として、熱的效果、力学的効果、の2つを考えることができる。ここでは、そのような影響を及ぼしうると考えられる都市環境の3要素(土地被覆、人工排熱、建物高さ)に着目し、それらが本研究で取り上げた都市型豪雨の事例である練馬豪雨に与える効果を検討する。これら3つの要素を以下に挙げる。

本章では、これら3つの要素に着目した感度実験を行い、それぞれの要素が練馬豪雨に及ぼす影響を考察する。

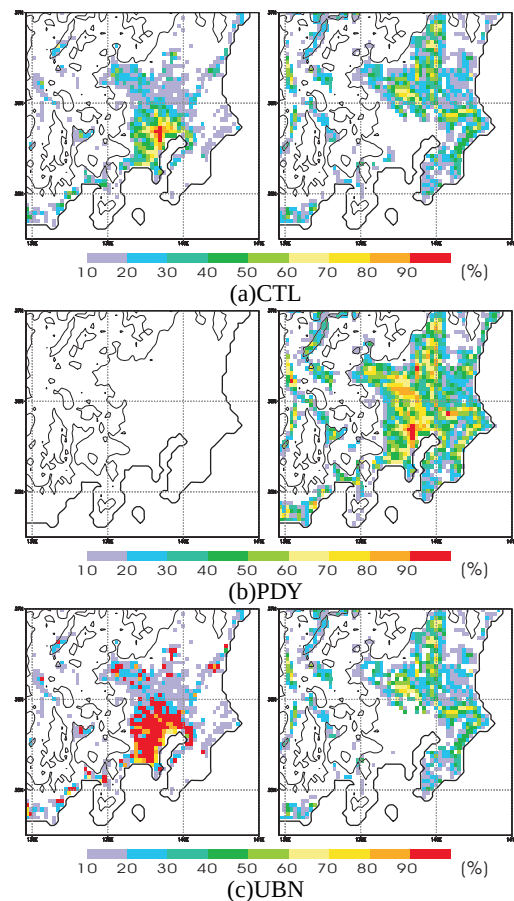


Fig. 7 Land-use distribution given to each simulation. left figure; fraction of urban area, right figure; fraction of paddy field.

4.1 土地利用分布に対する感度実験

本節では、都市という土地利用(土地被覆)が持つ熱収支の特性に注目し、それが降水に及ぼす影響を検討する。ここで考える都市とは、アスファルトで覆われた路面と、コンクリートで覆われた建物群を指す。このような都市域では、顕熱が極端に大きくなり、同時に潜熱が小さくなる。一方、水田や森林といった植生が存在する地域では潜熱が大きい。このような側面から、都市域という土地利用は植生部分と比べて熱収支特性が特徴的であるといえる。本研究では、このような都市域特有の土地被覆による熱的影響が大气に及ぼす効果を、都市域を全て水田に置き換えた実験(PDY)と、都市域の密度を高めた実験(UBN)によって検討した。Fig. 7に各実験の土地利用分布を示す。

PDYとUBNのよる結果をFig. 8に示す。PDYでは、CTLに比べて強雨域の位置が西側にずれ、山岳域における降水量が増加した。その結果として、都市域における降水量はCTLよりもPDYの方が小さくなった。Fig. 6(a)に示した黒実線で囲まれた領域平均雨量は、CTLでは16.3 mmであったのに対し、PDYでは4.0 mmであった。また、CTLと比べてPDYでは気温が2℃以上低下

して都市部の高温域が消滅しており、ヒートアイランドの特徴が失われている。PDY の顕熱分布を見ると、CTL と比べて大きく減少しており、ヒートアイランドが解消した原因と考えられる。これは、PDY では本来都市域であった土地利用が水田に置き換えられて、顕熱がほとんど生じなかったためである。下層風の収束分布を見ると、CTL と比べると都市部を中心として発散する方向に顕著に変化したことがわかる。都市部での収束線は不明瞭であり、都市部の収束量は CTL と比べて $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上減少し、相対的に西側山岳部の収束量が増大している。

一方、UBN では CTL と比べて降水域が東側に 20~30 km 程度ずれた。CTL と比べて UBN では気温が 1°C 上昇し、都市部の高温域が拡大した。つまり、都市の面積率を増加させたことでヒートアイランドが強化されたと考えられる。顕熱は CTL に比べて 100 Wm^{-2} 程度増加した領域も多く、これが高温域拡大の要因となったと考えられる。このようなヒートアイランドの強化に伴い、都市部では CTL とほぼ同様の分布で顕著な収束線が見られ、CTL と比べて都市部における収束量は最大で $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上増加した。この収束場の変化が、降水域を東側にずらした要因と考えることができる。

さらに、CTL, PDY, UBN の CAPE を算出すると、PDY が最も大きく、CTL, UBN の順になった。PDY が最も不安定度が大きいことになるが、これは PDY が多量の潜熱を放出しているために、結果として LFC を押し下げたからだと考えられる。このことを考えると、各実験での降水域形成位置の違いは、不安定度ではなく熱効果による水平収束の変化に起因することが示唆される。

この PDY と UBN の結果は、都市の分布の違いが熱効果として大気に伝播し、下層の収束場を変化させ、強雨域の形成位置に著しい影響を及ぼすことを示唆している。つまり、都市の有無や面積率の大きさによって、ヒートアイランドを通した下層大気加熱の度合いが変化し、その結果として降水の発生位置がずれたものと解釈できる。

4.2 人工排熱量に対する感度実験

都市域の人工排熱による気温上昇は、降水にもいくらかの影響を及ぼしていることが予想できるが、未だにそこまでの議論には至っていない。そのため、本研究では 200 Wm^{-2} , 400 Wm^{-2} の人工排熱量を時空間一様に与えた実験 (AHD200, AHD400) を行い、ヒートアイランドや都市型集中豪雨に及ぼす影響を検討した。

Fig. 9 に両実験による結果を示す。それぞれの実験で CTL に比べて強雨域の東西幅が拡大した。領域平均雨量は、それぞれ 24.3 mm, 24.6 mm であり、CTL に比べて 50 % 程度増加していることになる。AHD400 の降水帯の移動速度は極めて速かったため、設定した領域での平均雨量は AHD200 とほとんど変わらなかったが、その東側でも強い降水を生み出したので、実質的に AHD200 よりも降水が強化されたと考えられる。つまり、人工排熱量が大きくなればなるほど、降水量にも影響が出てくるこ

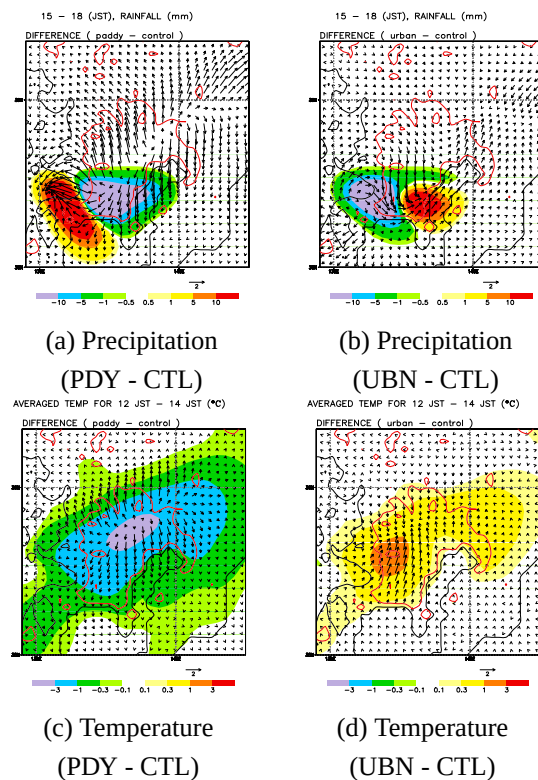


Fig. 8 The result of the PDY, UBN, (a) accumulated rainfall difference in PDY-CTL for 16 - 18 JST, (b) accumulated rainfall difference in UBN-CTL for 16 -18JST, (c) averaged temperature difference in PDY-CTL for 12 -14 JST, (d) averaged temperature difference in UBN-CTL for 12 -14 JST.

とが示唆される。

両実験における温度上昇は、UBN よりも大きく、CTL より最大でそれぞれ 1.4°C , 2.7°C 以上の上昇を生じた。その結果として都市部での収束が非常に強くなり、これによって CTL よりも強い降水がもたらされた。都市部での水平収束は、CTL と比べて最大でそれぞれ $10 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $15 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の増加となった。また、顕熱は都市部を中心に CTL よりも大きくなり、特に都心周辺でそれぞれ 150 Wm^{-2} , 300 Wm^{-2} 以上の大幅な増加となった。これは、人工排熱が顕熱として大気加熱の効果を与えたからだと考えられる。また、人工排熱による下層大気の加熱によって、必然的に CAPE の値が上昇した。ただし、SSI の値は顕著な差異にはなっていないため、降水量増加の主因は人工排熱による高温化に伴う下層収束の強度変化と不安定化であることが示唆される。

これら 2 つの実験は、現在の東京都の平均的な人工排熱量よりも大きな値を時空間分布一様に与えているため、必ずしも現実の結果を表しているわけではない。しかし、現在もエネルギー消費量は増加し、人工排熱の排出は大きくなっていることから、将来的に人工排熱が増大した場合、都市部における集中豪雨の発生頻度や災害の程度

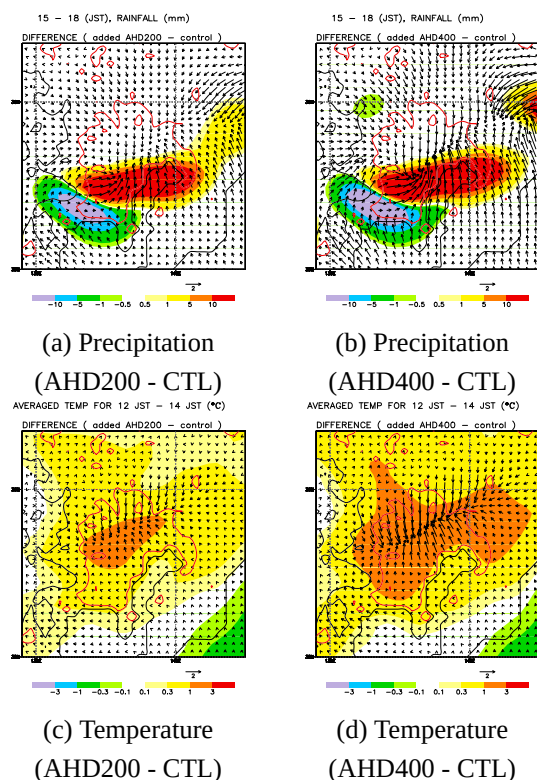


Fig. 9 The same as Fig. 8, but for the AHD200 and the AHD400.

が大きくなる可能性があることを示唆している。

4.3 屋根面高度分布に対する感度実験

一般に、都市中心部は郊外の田園地帯に比べて建物などによる凹凸が大きく、その程度によっては空気が上下に混合しやすい場合も多い。中高層ビルの壁面では日射を吸収すると同時に反射した日射が隣接するビルの壁面で再び吸収される。中高層ビルが乱立し、密集化の傾向にある都心部では特にその効果が大きいと考えられる。このように、建物が乱立し、密集している場所は放射による熱を蓄えやすく、その熱を大気へ効率よく輸送するため、都市部の高温化に寄与していると考えられる。また、建物の凹凸が大きくと風が通りにくくなるため、幾何構造が運動量輸送に影響し、水平収束に及ぼす効果(力学的効果)があると考えられる。そこで、本研究では建物分布に着目し、建物分布に伴う熱的效果および運動量的効果が降水に及ぼす効果について、屋根面高度分布の異なる2種類の実験(ROOF1, ROOF2)を行い検討した。Fig. 10に各実験の屋根面高度分布を示す。

ROOF1, ROOF2の結果をFig. 11に示す。ROOF1では、降水域が大きく西へずれ、気温は最大3℃程度減少した。都市部での気温に関しては、顕熱の大幅な減少が影響していると考えられ、特に路面での顕熱の減少が顕著である。これは、キャニオンが深いために空気力学的抵抗が

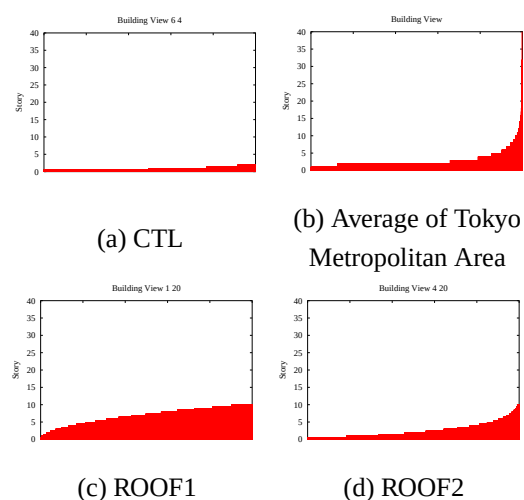


Fig. 10 Roof height distribution. y-axis; roof height, x-axis; rate.

大きくなったからである。また、屋根面高度分布の分布形そのものが運動量輸送に影響を及ぼしていると考えられる。なぜなら、最上階層(キャニオン上端)の風速は各実験の中で最も小さく、参照レベルでの風速も小さくなったからである。このため乱流拡散がおきにくく、顕熱として大気へ伝わる熱が小さくなってしまったと考えられる。路面に蓄えられた熱は大気へ放出されない代わりに、路面温度を大きくしている。比較的高階層の建物が多い分布であるため、南からの海風の進入が遮られる方向に働き、CTLよりも収束線が海岸線寄りになったと考えられる。屋根面高度が平均的に高い分布なので、都市部では風速が顕著に小さく降水発生には至らなかった。つまりROOF1では、熱的效果による水平収束位置の変化とともに、幾何分布に伴う力学的効果が収束位置に及ぼす効果も存在したと考えられる。

一方、ROOF2では降水域が東西方向に拡大し、CTLよりも都市部南部を中心として10mm以上降水量が増加した。領域平均雨量は22.9mmとなり、CTLと比べて6mm程度増加した。気温はCTLに比べて0.1℃以上の増加となっているので、後述するAHDactのような結果を生じたといえよう。顕熱はCTLとあまり変わらなかったため、温度上昇の直接的な要因とはなっていない。むしろ、屋根面高度分布による風速の減少によって南からの海風進入が減少し、北東からの暖かい風が都市部に流入したことによって気温上昇が生じたと考えられる。また、海風進入が遮られる方向に働いたことはROOF1と同様であるが、ROOF2の方が屋根面高度の平均は低くなるので、ある程度の海風進入を許し、その結果、都市部の中心において最も収束が強くなるような状態になったと考えられる。つまりROOF2においては、温度上昇の効果と屋根面高度分布による粗度増加の影響によって水平収束が都市部においてより強化され、降水量の増加をもた

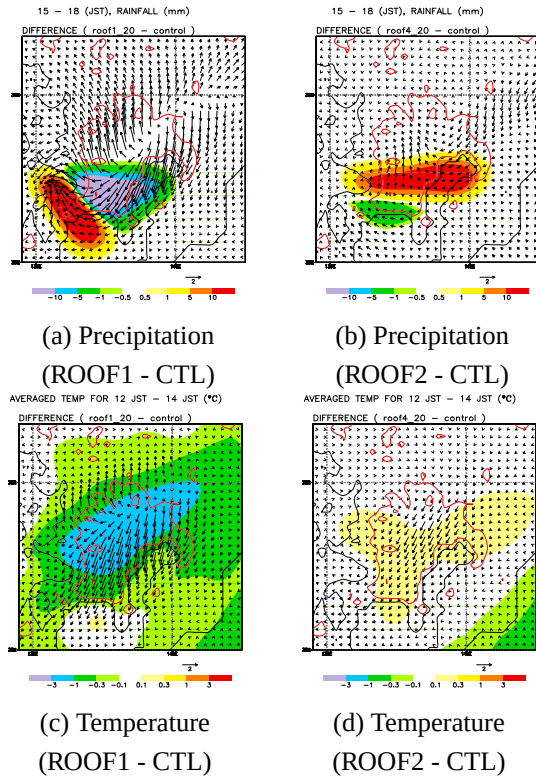


Fig. 11 The same as Fig. 8, but for the ROOF1 and ROOF2.

らしたと考えられる。

前述の2つの実験から以下のことが言える。一般的に、指摘されたように建物の幾何分布が運動量の効果によって都市部の水平収束位置や強さに影響を及ぼしていることがわかった。しかしながら、キャニオンの構造に伴う熱的效果も水平収束の位置に重要な影響を及ぼしているため、力学的効果のみが水平収束位置決定に寄与するわけではなく、キャニオン構造に伴う熱的效果も重要な要素になっていることが示唆される。

4.4 現実の分布を考慮した実験

前述のように、人工排熱と屋根面高度分布がそれぞれどのように下層大気場および降水に影響を与えているのかを検討した。それらを踏まえ、現実の首都圏における人工排熱量および屋根面高度分布が、それぞれの程度練馬豪雨に影響を及ぼしたかについて検討した。その結果、現実の人工排熱量および屋根面高度分布を与えた実験では、CTLよりも降水量がそれぞれ増加した。つまり、両実験における熱的效果や力学的効果が降水強度に影響を及ぼすことが明らかになった。また、キャニオンが非常に深くなる屋根面高度分布を与えた場合、大気に輸送される顕熱量は非常に小さくなるが、その条件で人工排熱を与えた場合は逆に大気に輸送される顕熱量が非常に大きくなることが明らかとなった。このことから、実際の

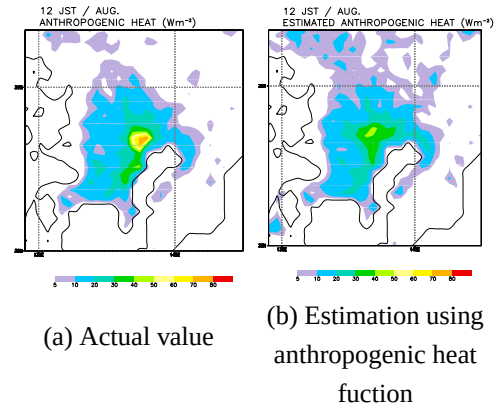


Fig. 12 Distribution of anthropogenic heat in Tokyo Metropolitan Area, Aug. , at 12 JST.

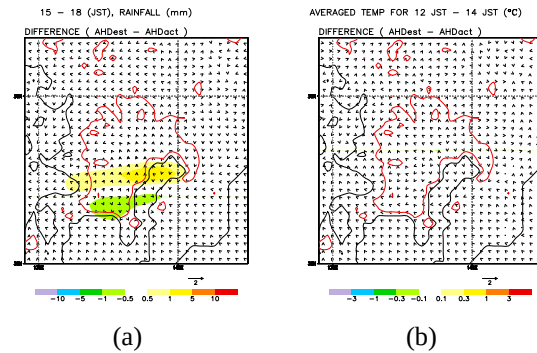


Fig. 13 (a) Accumulated rainfall difference in AHDest-AHDact for 15 - 18 JST, (b) averaged temperature difference in AHDest-AHDact for 12 - 14 JST.

都市では、屋根面高度分布と人工排熱量がそれぞれ関わりあって都市の高温化に寄与していることが示唆される。

4.5 人工排熱関数の作成とその有用性の検討

妹尾ら(2004)の東京都人工排熱量データから、本研究において利用する5 km 格子の人工排熱量データを作成した。ここで、人工排熱量(Q_m)と都市面積割合(V_{ua})の関係を調べるために、各グリッドにおける人工排熱量と都市面積割合を散布図にプロットし、以下に示す近似関数をあてはめた。

$$Q_m = aV_{ua} + bV_{ua}^c \quad (1)$$

つまり、国土数値情報(KS-202)から5 km 格子の都市面積割合を作成し、同じ格子点で東京都人工排熱量データから人工排熱量を算出し、対応関数を作成した。

この時、モデルに与えるべき人工排熱量(Q_{m*} , 都市面積あたり人工排熱量)は、データから得られる人工排熱量(Q_m)を都市面積割合(V_{ua})で除した値となることに

注意する。すなわち、

$$Q_{m*} = \frac{Q_m}{V_{ua}} \quad (2)$$

これは、モデルでは人工排熱は都市域特有の要素となっているが、作成したデータではグリッド全体(都市域以外の土地利用も含んでいる)から人工排熱が排出されていることになってしまうためである。

本研究では対象領域内の広い範囲で原単位法による人工排熱量分布データが整備されているため、妹尾ら(2004)らによる原単位法で推定した人工排熱量分布(Fig. 12 (a))をそのまま用いた場合(AHDact)と、都市面積割合と人工排熱量との対応関数によって作成した分布(Fig. 12 (b))を用いた場合(AHDest)を比較し、この手法の妥当性を検討する。

両実験の出力結果の差異を Fig. 13 に示す。降水量は、降水の中心となっている領域での差異が 1.4 mm 程度、都市部の中心での差異が 0.7 mm 程度となっている。この違いは両実験の降水量の 2~3 %程度である。また、都市部の大部分で気温の差が 0.02 °C 以下に収まっており、顕熱の差も 10 Wm⁻¹ 以下の領域がほとんどである。

AHDact と AHDest の排熱量の差は、都心において顕著である(Fig. 12)が、その差が大きく表れる領域はごく狭い範囲に限定されているため、計算結果に及ぼす影響が小さかったといえる。一般的に、本手法による排熱量差が表れやすい高層建物密集地の面積割合は、どの都市でもそれほど大きくないと考えられるため、少なくとも 5 km の解像度では、低層建物部の再現精度が非常によい本手法を適用してもほとんど問題がないと考えられる。

5. 結論

本研究では、都市環境を構成する 3 要素が都市型集中豪雨に及ぼす影響について検討した。その結果、本研究で扱った練馬豪雨に対して、それぞれの要素が生み出す熱的効果および力学的効果が降水に影響を及ぼすことが明らかとなった。

謝辞

本研究では、名古屋大学の坪木和久先生、榊原篤志先生によって開発された CReSS を使わせていただきました。ここに厚く謝意を表します。

参考文献

小林文明(2003)：ヒートアイランドが降水におよぼす影響 ―東京周辺における積乱雲の発達―，天気，51，pp. 115-117.
佐藤友徳・寺島司・井上忠雄・木村富士男(2006)：東京都市域における夏季の降水システムの強化，天気，53，pp. 479-484.

妹尾泰史・神田学・木内豪・萩島理(2004)：潜熱割合を考慮した人工排熱時空間分布の推計と局地気象に対する影響，水工学論文集，第 48 巻，pp. 169-174.

坪木和久・榊原篤志(2001)：CReSS ユーザーズガイド 第二版。

藤部文昭(2003)：ヒートアイランドが降水におよぼす影響 ―夏の対流性降水を中心にして―，天気，51，pp. 109-115.

Changnon Jr., S.A. (1981)：METETROMEX：A review and summary, Meteor. Monogr., 40, Amer. Meteor. Soc., p. 181.

Gero, A. F. and Pitman, A. J. (2006)：The Impact of Land Cover Change on a Simulated Storm Event in the Sydney Basin, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol. 45, pp. 283-300.

Moteki, Q., Ito, Y., Yorozu, K., Souma, K., Sakakibara, A., Tsuboki, K., Kato, T., Tanaka, K., and Ikebuchi, S. (2005)：Estimation for Effects of Urban on Development of Cumulonimbus Clouds Using Atmosphere-Land Coupled Model of CReSiBUC, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 48C, PDF.

Shepherd, J. M., Pierce, H., and Negri, A. J. (2002)：Rainfall Modification by Major Urban Areas: Observations from Spaceborne Rain Radar on the TRMM Satellite, Journal of Applied Meteorology, Vol. 41, No. 7, pp. 689-701.

Shepherd, J. M. and Burian, S. J. (2003)：Detection of Urban-Induced Rainfall Anomalies in a Major Coastal City, Earth Interactions, Vol. 7, No. 4, pp. 1-17.

Tanaka, K. (2004)：Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto University.

Effects of Urban Environment on Heavy Rainfall of Urban Area

Yotaro ITO*, Qoosaku MOTEKI**, Kazuyoshi SOUMA***, Kazuaki YOROZU*, Kenji TANAKA and Shuichi
IKEBUCHI

*Graduate school of engineering, Kyoto University

**JAMSTEC

***Kyoto University Pioneering Research Unit for Next Generation

Synopsis

In this research, the impact of urban environment (Land cover, anthropogenic heat, and building distribution and density) on the heavy rainfall at urban region, Nerima Heavy Rainfall were investigated by CReSiBUC, which was a coupled model of a cloud resolving model CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) developed at Nagoya Univ., Japan and a precise land surface model SiBUC (Simple Biosphere model including Urban Canopy) developed at Kyoto Univ., Japan.

And the anthropogenic heat function (A.H. function) was built. The method to determine the function could be useful and acceptable when we consider anthropogenic heat at a numerical model.

Keywords: CReSiBUC, heat island, heavy rainfall on urban area, urban environment