平成 23 年度　修士論文

WRFモデルによる局地的豪雨の解析
－1999年7月21日の練馬における事例について－

北海道大学大学院　環境科学院
環境起学専攻　先駆コース

佐藤　達大

要旨

近年，局地的豪雨により，河川の増水，氾濫，家屋の浸水や道路の冠水，土砂崩れや崖崩れ，人的被害が多く発生している．局地的豪雨は狭い範囲で発生し，短時間に大雨をもたらす．また突然発生することがあり，そのメカニズムは十分にわかっていないため，予測は困難である．

このような豪雨を事前に予測し，被害を未然に防ぐために，豪雨の発生，発達の構造を理解することが重要であると考えられる．Seko et al.（2007）は，1999年7月21日に練馬で発生した豪雨について解析を行っている．この豪雨では，練馬で総降水量が134 mmに達している．また，地下浸水により1名が亡くなったほか，落雷が発生し広範囲にわたって停電するなど多くの被害が発生している．豪雨の気流構造の解析によると，関東地方北西の山地における降水からの気流，また太平洋高気圧による南からの湿った暖かい気流の収束により，水蒸気が十分に供給され，地表面温度の上昇とともに豪雨の発生，発達に好都合な気象場ができたことが主な要因とされている．

本研究では，領域気象モデルであるWRF（Weather Research and Forecasting model）を用いて先行研究と同様の事例について解析を行った．初期値，境界値はNCEP/NCAR再解析データを使用した．計算は降水発生前の気象場による降水への影響を調べるために初期値を変えた実験を行った．それぞれ降水発生前日の朝，昼，夜から計算を開始し比較を行った．また都市効果を考察するために，それぞれにUCM（都市キャノピーモデル）を組み込んだものを計算し比較した．

計算結果はSeko et al.（2007）で述べられていた，関東地方北西の山地における降水からの気流と，南の太平洋高気圧からの気流の収束，地上気温の上昇，水蒸気の供給，また，降水後の地上気温の低下と風向の変化といった特徴が確認された．これらはUCMの有無，また初期条件の違いに関わらず，ほぼ同様の結果であった．このことから練馬およびその周辺にあたる関東地方では，このような降水パターンが発生しやすい状況であったと考えられる．

また，都市による降水への影響については，降水発生から降水終了までの全体的な傾向はUCMを用いた場合とそうでない場合ともにほぼ同様の結果であり，降水が発生すると，都市による降水発達への影響よりも，降水からの発散流による収束領域の変化や，蒸発による気温の低下が，降水発達の変化に大きく影響したと考えられ，都市と降水との明確な関連は確認されなかった．

今回の実験結果では，都市効果よりも初期値の誤差が大きく影響したと考えられる．また，初期値の誤差や都市効果に関わらず降水域は関東平野の南部まで南下する傾向があることが示された．

目次

1　緒言.....1
1.1　局地的豪雨.....1
1.2　1999 年 7 月 21 日の練馬豪雨.....1
1.3　練馬豪雨についての先行研究.....2
2　研究目的.....8
3　研究方法.....9
3.1　使用モデル.....9
3.2　基礎方程式系.....9
3.3　使用データ.....10
3.4　Noah-LSM.....10
3.5　都市キャノピーモデル.....11
3.6　計算仕様.....12
4　結果.....14
4.1　先行研究との比較.....14
4.2　WRF の再現性.....20
5　考察.....21
5.1　初期値の誤差の影響.....21
5.1.1　都市有り.....21
5.1.2　都市無し.....22
5.2　都市効果の比較.....25
5.3　降水域の南下.....29
5.4　可降水量の時間変化量.....32
5.5　総合解釈.....33
6　結論.....35
7　謝辞.....36
参考文献.....37

1　緒言

1.1　局地的豪雨

局地的豪雨は，狭い範囲で発生し，短時間に大雨を降らせる．豪雨には線状降水帯により引き起こされるものもあるが，そういった降水帯を伴わずに発生する豪雨も存在する．1 つは夏期に多く見られる熱雷に伴う豪雨である. 熱雷に伴う豪雨は線状降水帯のように長時間同じ場所に停滞せず，降水域が停滞しているのは 1 時間から 2 時間程度である．また，豪雨が発生した領域は線状降水帯によるものより狭く, 降水の集中度は非常に高い. このように, 地上天気図からでは, どこで豪雨が発生するかを特定することが難しく，また，突然発生することもあり，現在のところ予測は困難である.

1.2　1999 年 7 月 21 日の練馬豪雨

局地的豪雨の例として，1999 年 7 月 21 日に練馬で発生した事例がある．この豪雨では，練馬で総降水量が 134mm に達し，地下浸水により 1 名が亡くなったほか，落雷により広範囲にわたって停電するなど多くの被害が発生した（Seko et al. 2007）.

1999 年 7 月 20 日 00 時（UTC）, 1999 年 7 月 21 日 00 時（UTC）, 1999 年 7 月 22 日 00 時（UTC）の地上天気図を以下にそれぞれ示す．前日の 7 月 20 日 00 時（UTC）では，梅雨前線は関東地方に存在する（図 1，a）．7 月 21 日 00 時（UTC）には，関東地方の北では，東北地方に梅雨前線が停滞しており，また太平洋高気圧により関東平野では南風が卓越する。（図 1，b）.

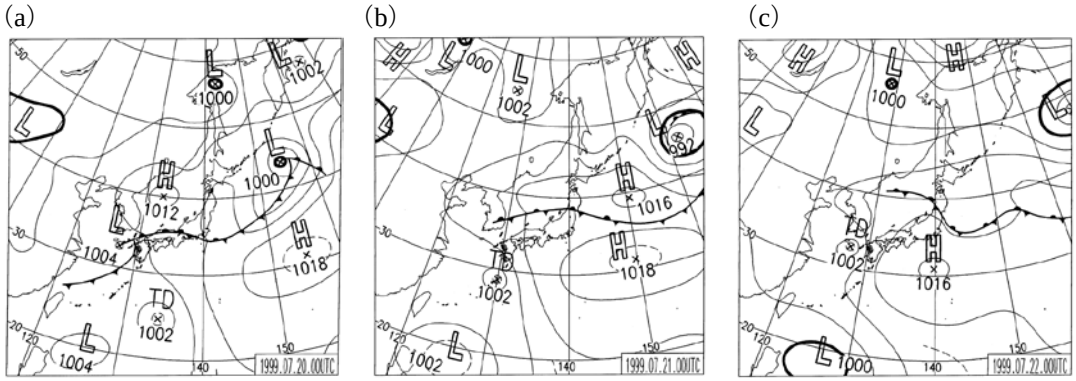


図 1　地上天気図．（a）1999 年 7 月 20 日 00 時（UTC），（b）1999 年 7 月 21 日 00 時（UTC），（c）1999 年 7 月 22 日 00 時（UTC）（気象庁，1999）

1.3　練馬豪雨についての先行研究

Seko et al.（2007）は，地表面気温，海面更正気圧，地表面混合比，可降水量，下層風の収束などに注目し，1999 年 7 月 21 日に練馬で発生した豪雨の発生，発達の構造について解析を行っている．

まず，1 時間当たりの降水量分布を 3 時間毎に示す．関東地方の北に梅雨前線による降水域 A が見られる（図 2，a）．降水域 A の南にあたる山地に降水域 B が発生する（図 2，b）．降水域 B は南東に移動し，B1，B2，B3 に発達する（図 2，c）．これらの降水に加え，東京 23 区の東で豪雨をもたらした降水 Cn が発達する（図 2，c）．その後，これらの降水域は合流し，関東平野の南部に大きな降水域を形成した（図 2，d）．

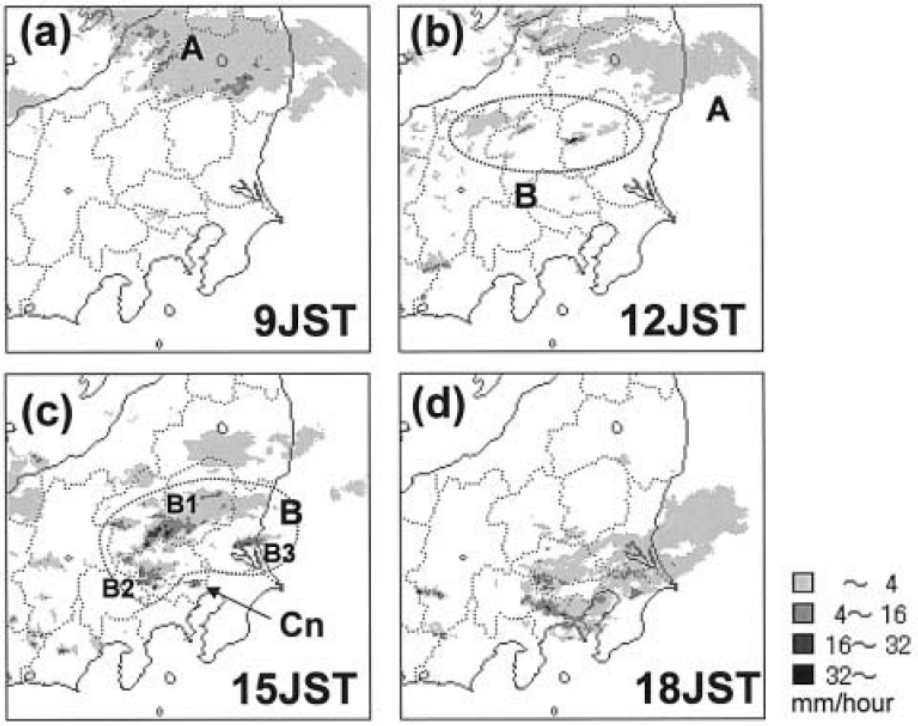


図 2　気象庁の降水レーダーによる 1 時間当たりの降水量分布（mm/h）．A，B，B1，B2，B3，Cn：降水域．

（a）1999 年 7 月 21 日 9 時（JST），（b）1999 年 7 月 21 日 12 時（JST），（c）1999 年 7 月 21 日 15 時（JST），（d）1999 年 7 月 21 日 18 時（JST）．（Seko et al. 2007）

次に，1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）における，地表面気温，海面更正気圧，地表面混合比，水蒸気スケールハイト，地上風を示す．水蒸気スケールハイトとは，可降水量を地表面混合比で割った，水蒸気量を示す指標である．日本標準時（以下 JST）では 14 時である．後に練馬で発生する降水域（図 3 の赤い四角）で，地表面気温は高く（33℃以上）（図 3，a の W），海面更正気圧は高くなっている（図 3，b の L）．これは気流が収束するために好都合な環境であり，この領域に東京湾，相模湾から南西の暖かく湿った気流 f1，鹿島灘からの気流 f2，そして北関東から北東の気流 f3 が流れ込んでいる．また，この領域で地表面混合比は大きい値を示しておらず，降水域 B3 においても地表面混合比は大きくない．このことから，地表面混合比の大きな領域は，下層の収束や，降水を伴わない（図 3，c）．Seko et al.（2004）は，SHQ の増加は，対流開始に先行するとしており，水蒸気が供給されていることを示す．ここでは，B1，B2，B3 それぞれの降水域で SHQ が大きな値を示しており，後に練馬で降水域となる収束域でも大きくなっている H1（図 3，d の M）．

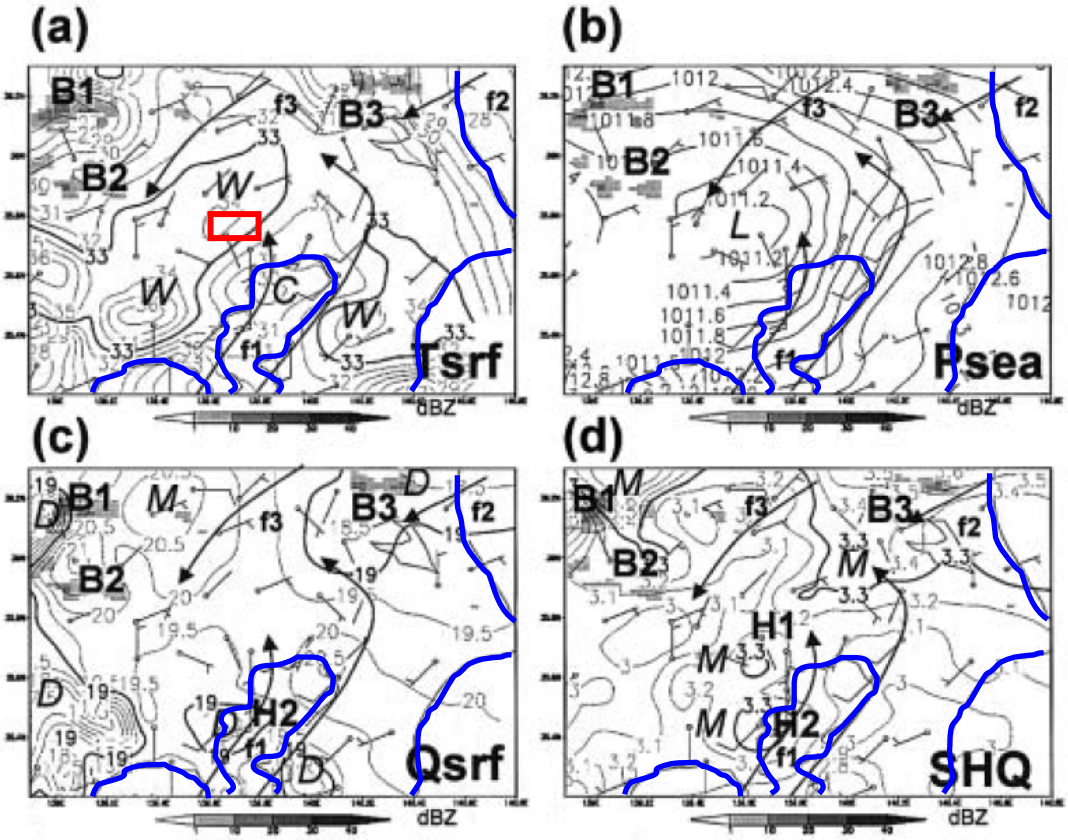


図 3　降水レーダーとアメダスによる 1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）の，コンターは（a）地表面気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa），（c）地表面混合比（g/kg），（d）水蒸気スケールハイト（mm），ベクトルは地上風（m/s）を示す．B1，B2，B3：降水域．W：高温領域．C：低温領域．L：低圧領域．M：多湿領域．D：乾燥領域．H1，H2：SHQ の高い領域．青線は海岸線を示す．赤い四角は後の降水域を示す．（Seko et al. 2007）を修正

次に，1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC）における，地表面気温，海面更正気圧，地表面混合比，水蒸気スケールハイト，地上風を示す．日本標準時（以下 JST）では 15 時である．降水域 Cn の周囲では地表面気温が低下している（図 4，a）．Cn の海面更正気圧は低下し，B1，B2 の海面更正気圧は増加している．よって，これらの間の気圧傾度が大きくなり，気温の低い降水域 B1，B2 からの冷たい発散流 cf1 が強まっている（図 4，b）．B1，B2，B3 の SHQ の大きな領域は南へ広がり，B3 の領域 M は Cn の領域 M（図 4，d の H1）と合流している．ここで，領域 H2 以外では，1 時間前より地表面混合比がわずかに増加した（図 4，c）．これは収束域での下層の水蒸気供給を示す．一方領域 H2 の大きな SHQ は，地表面混合比が小さいことによるもので，対流発生に好都合ではない（図 4，d）．

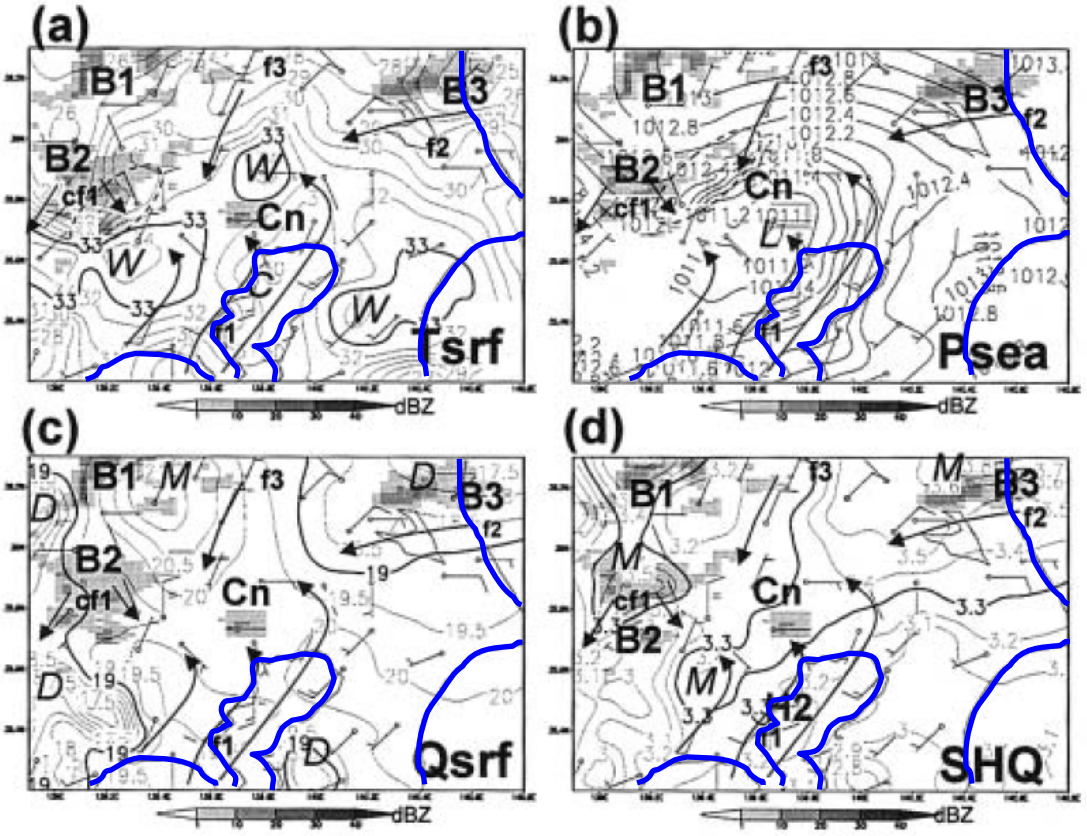


図 4　降水レーダーとアメダスによる 1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC）の，コンターは（a）地表面気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa），（c）地表面混合比（g/kg），（d）水蒸気スケールハイト（mm），ベクトルは地上風（m/s）を示す．B1，B2，B3，Cn：降水域．cf1，f1，f2，f3：気流．W：温暖領域．C：低温領域．L：低圧領域．M：多湿領域．D：乾燥領域．H2：SHQ の高い領域．青線は海岸線を示す．（Seko et al. 2007）を修正

次に，1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）における，地表面気温，海面更正気圧，可降水量，地上風を示す．日本標準時（以下 JST）では 16 時である．降水域 Cn は Cnn と Cns に分かれる（図には示されていない）．降水域 B2 は衰退し，降水域 B1 の気温は 24℃以下に低下し，海面更正気圧は増加している（図 5，a，b）．また，B1 の南側には Cns と小さな対流セルから構成された対流 Cw が発生する．Cnn，Cw と B1 の間の気温傾度は大きくなり，Cw の北側では気圧傾度によって強まった北からの冷たい気流 Cf1 が支配的である．南からは f1 が流れ込んでいる．Cw は地表面気温が 30℃以上の領域に位置しており（図 5，a），可降水量も 68～72mm に達している（図 5，c）．Cw への暖かい空気と水蒸気の供給は，降水強度の持続に好都合である．

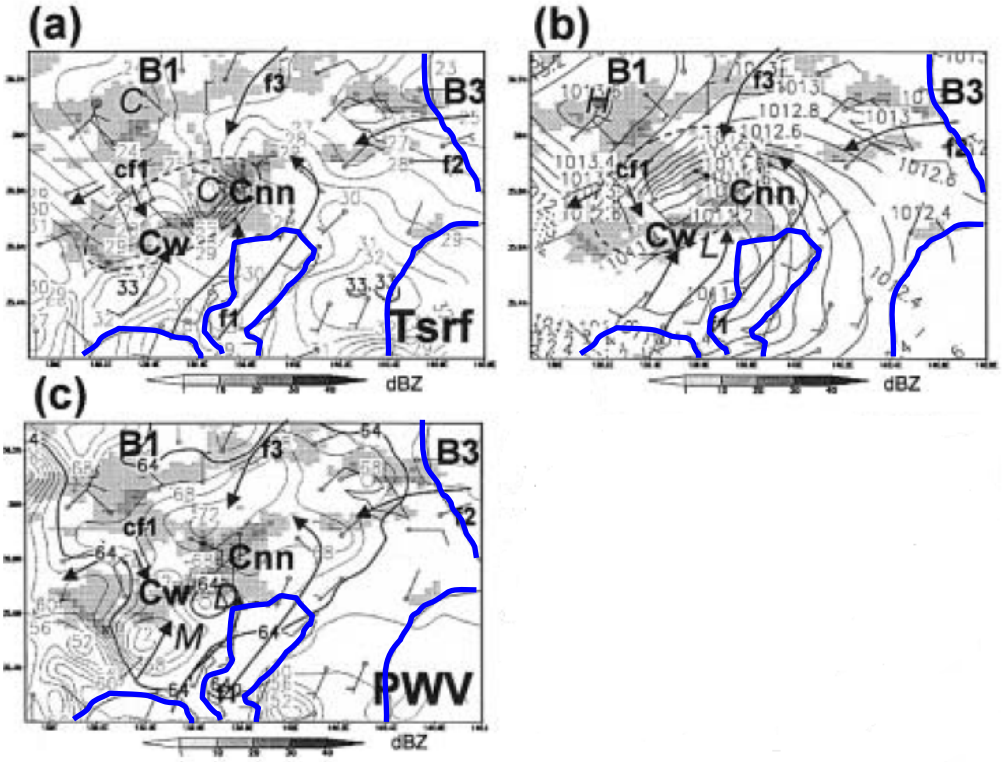


図 5　降水レーダーとアメダスによる 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）の，コンターは（a）地表面気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa），（c）可降水量（mm），ベクトルは地上風（m/s）を示す．B1，B3，Cnn，Cw：降水域．cf1，f1，f2，f3：気流．C：低温領域．H：高圧領域．L：低圧領域．M：多湿領域．青線は海岸線を示す．（Seko et al. 2007）を修正

次に，1999 年 7 月 21 日 8 時（UTC）における，地表面気温，海面更正気圧，地上風を示す．日本標準時（以下 JST）では 17 時である．降水域 B1 と Cnn は衰退し，海面更正気圧は上昇し，冷たい発散流が広がっている（図 6，b）．Cw は強さを維持したまま南東方向へ移動している．Cnn が衰退したのは，発散流によって南からの気流 f1 が上昇流域まで達しなかったことが考えられる．

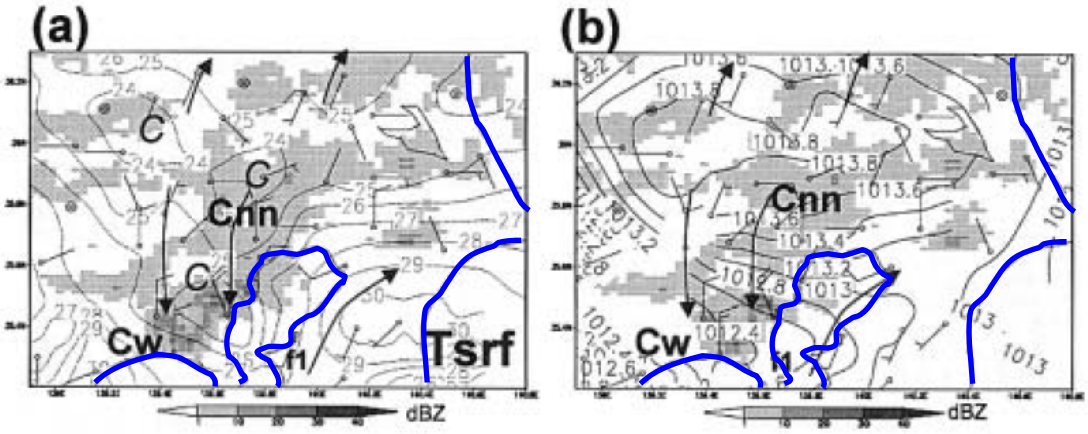


図 6　降水レーダーとアメダスによる 1999 年 7 月 21 日 8 時（UTC）の，コンターは（a）地表面気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa），ベクトルは地上風（m/s）を示す．Cnn, Cw：降水域．f1：気流．C：低温領域．青線は海岸線を示す．（Seko et al. 2007）を修正

次に，軌道解析による対流構造の立体的な図を示す．それぞれ（a）発達期と（b）成熟期，衰退期である．

（a）発達期

Cnn については，f1 と f3s が収束し上昇する．中層の西風 mf1 は Cnn の北側に入り上昇する．Cns に入った中層の風 mf2 は反時計周りに移動しながら下降する．Cnn では 8℃の気温低下があり，これは mf2 の蒸発に伴う冷却によると考えられる．高層の西風 uf1 は Cnn を通り過ぎ北東へ移動する．

Cw については，地表面で北からの気流 f3 が見られる．

（b）成熟期，衰退期

Cnn については，南からの風 f1 が収束ラインまで達しなくなる．また，B1 からの中層の北風 mf3 が入り込み上昇する．

Cw については，北からは f3，Cf1 ともに上昇せずに流れ込んでくる．南からの気流 f1 は Cw 内で上昇する．中層の北よりの風 mf3 は下降する．上層の西風 uf1 は南東方向へ移動する．

以上のことから，Seko et al.（2007）は，対流の発生には下層の気流の収束が重要で，Cnn と Cw の発達構造は異なり，Cnn の移動速度は遅く，降水による発散流のため南からの気流 f1 が収束域まで達しなかったため短時間であったが練馬にとどまり豪雨をもたらし，Cw は北からの気流 Cf1，f3 によって移動速度が速く，南からの気流 f1 と収束し続けたため存続時間も長かったと述べている．

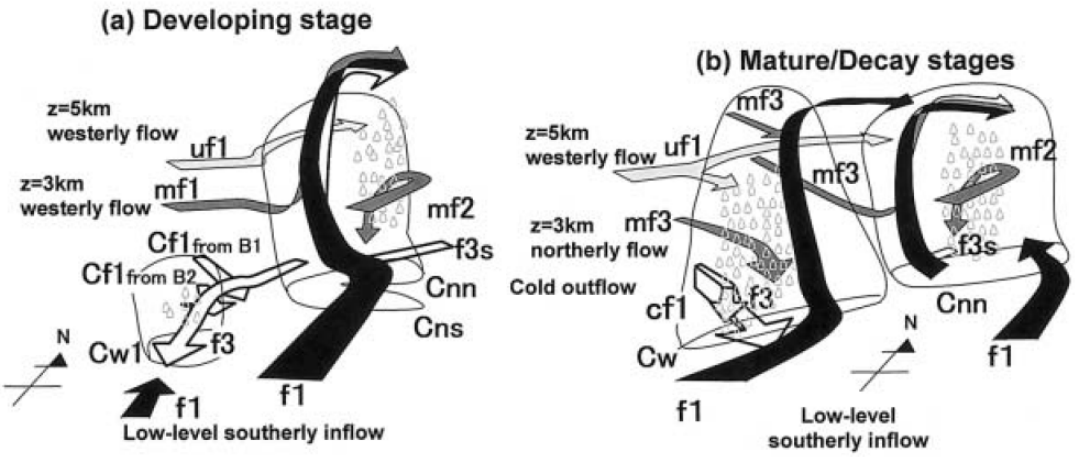


図 7　軌道解析による（a）発達期，(b)成熟期，衰退期の対流構造を示す．Cw1，Cw，Cnn，Cns：降水域．f1，f3，f3s，Cf1，cf1：下層の気流．mf1，mf2，mf3：中層の気流，uf1：高層の気流（Seko et al. 2007）

2　研究目的

近年，局地的豪雨により，河川の増水，氾濫，家屋の浸水や道路の冠水，土砂崩れや崖崩れ，また人的被害が多く発生している．豪雨を予測し，このような被害を未然に防ぐために，豪雨の発生，発達の構造を理解することが重要であると考えられる．

先行研究では，様々な気象場に注目し豪雨の発生，発達の構造を明らかにしているが，解析時刻は豪雨発生直前からであり，発生前日の気象場には注目していない．また，対象領域が関東地方で，東京などの都市があるにもかかわらず，都市効果については詳しくふれていない．

そこで本研究では，先行研究の事例における気象場を WRF（Weather Research and Forecasting model）によって再現し，その結果から 1999 年 7 月 20 日における気象場が，1999 年 7 月 21 日に練馬で発生した豪雨にどのように影響するのかを考察する．さらに，降水域が関東平野の北西の山地から関東平野南部に南下した要因も考察する．

また，都市部では，建物による熱容量，熱伝導率の熱的特性，蒸発効率や反射率，射出率などの放射特性が森林や田畑と大きく異なり，気温が高くなる．そのため，風の収束や対流が起きやすくなると考えられ，豪雨の発生に好都合である．一方，都市の乾燥化により降水量が減少する可能性も考えられる．これらの都市効果についても考察する．

3　研究方法

3.1　使用モデル

本研究では領域気象モデルである WRF（Weather Research and Forecasting model）　を用いた．WRF は，NCAR（National Center for Atmospheric Research），オクラホマ大学（University of Central Oklahoma，OU），米国海洋大気庁環境予測研究センター（US National Center for Environment Prediction, NCEP），米国海洋大気庁予報システム研究所（Forecast System Laboratory of the National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA/FSL），米国空軍気象局（Air Force Weather Agency, AFWA）などによって共同開発され，多くのメソ気象モデルと同様に，大気大循環モデルに用いられている静力学平衡の近似や非弾性近似，非圧縮性近似などの近似が用いられていない，3 次元完全圧縮性非静力学モデルである．数値予報と大気シミュレーションシステムの研究，現業のために用いられている．運動方程式，連続の式，状態方程式，熱量保存式，水蒸気，雲水，雪，氷，雹などの混合比保存則の基礎方程式から成る（Skamarock et al. 2008）．

3.2　基礎方程式系

WRF は，地形に沿った η 座標系をとり，以下の式によって与えられる．

$$\eta = \frac{(p_{dh} - p_{dht})}{\mu_d} \tag{1}$$

$$\mu_d = p_{dhs} - p_{dht} \tag{2}$$

ここで，p_h は圧力の静水圧成分，p_{ht} は上端の気圧，p_{hs} は地上気圧，μ_d は乾燥大気の質量である．η 座標系により基礎方程式系は以下のように得られる．運動方程式から（3）-（5）式，連続の式から（6）式，ジオポテンシャルの時間変化の式から（7）式，熱量保存式から（8）式，水蒸気や雲水などの混合保存式から（9）式，静力学平衡の式から（10）式，状態方程式から（11）式が得られる．

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathrm{V}_u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d)\partial_\eta p \partial_x \varphi = F_U \tag{3}$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathrm{V}_v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d)\partial_\eta p \partial_y \varphi = F_V \tag{4}$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathrm{V}_w) - g[(\alpha/\alpha_d)\partial_d p - \mu_d] = F_W \tag{5}$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathrm{V}) = 0 \tag{6}$$

$$\partial_t \varphi - \mu_d^{-1}[(\mathrm{V} \cdot \nabla \varphi - gW)] = 0 \tag{7}$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathrm{V}\theta) = F_\Theta \tag{8}$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathrm{V} q_m) = F_{Qm} \tag{9}$$

$$\partial_\eta \varphi = -\omega \alpha_d \mu_d \tag{10}$$

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \tag{11}$$

ここで $\mathrm{V} = \mu_d \mathrm{v}$，$\Theta = \mu_d \theta$，$Q_m = \mu_d q_m$ である．F は拡散項，外力項，雲物理過程などをまとめたものである．p_0 は基準気圧（＝1000hPa），R_d は乾燥空気の気体定数，α は比容，γ は定圧比熱と定積比熱の比（$= c_p / c_v$）である．d は乾燥空気を意味する．q_m は水蒸気，雲水，雪，氷，雹の混合比である．φ はジオポテンシャル高度，ω は鉛直速度，θ_m は仮温位

（$\theta_m = \theta[1+(R_v/R_d)q_m] \approx \theta(1+1.61q_m)$）， R_v は湿潤大気の気体定数， W は鉛直フラックスを示す．

3.3　使用データ

初期値，境界値は NCEP/NCAR 再解析データ（NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA）を使用した．水平解像度は 2.5 度で，時間間隔は 6 時間である．

3.4　Noah-LSM（Land Surface Model）

陸面過程は Noah-LSM（Land Surface Model）（Chen and Dudhia, 2001）を用いた．Noah-LSM では, 地中 4 層の土壌温度と土壌水分量, 及びキャノピー中の水蒸気量と積雪被覆の予報を行う．さらに，土壌の凍結やモデル格子内における積雪面積の割合を予報し，顕熱と潜熱を境界層過程へ下部境界条件として受け渡している．Noah-LSM の概念図を図 8 に示す．

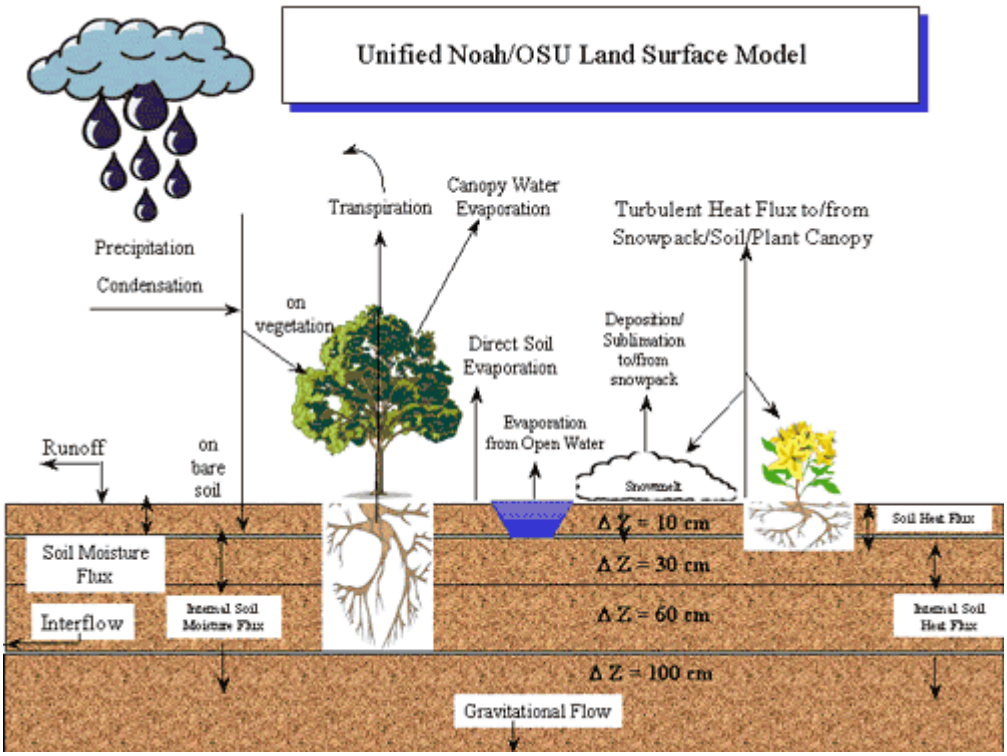


図 8　Noah-LSM の概念図.

NCAR（National Center for Atmospheric Research）-RAL（Research Applications Laboratory）WEB ページより（http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php）

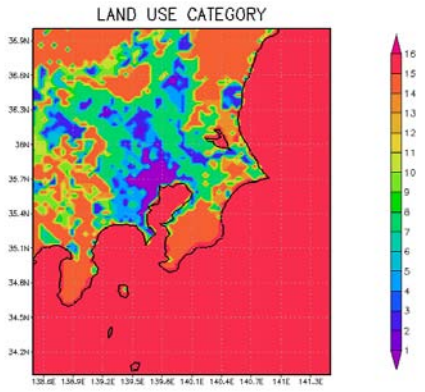
3.5　都市キャノピーモデル

都市の効果を評価するために，都市キャノピーモデル Urban Canopy Model（UCM）(Kusaka et al. 2001)を用いた．UCM は都市構造を単純化して表現する単層キャノピーモデルであり，建物によって生じる影，長波放射や短波放射の反射，人工排熱や建物の存在による放射冷却の緩和，風速の低下などを考慮し，都市域の気象を再現する．以下に UCM のパラメーター値の設定と UCM が適用される領域を示す．本研究では，Low-intensity residential として定義されたパラメーター群の値を用いた（表 1）. UCM の適用される領域は, Land Use Category=1 の Urban and built-up Land である（図 9 の紫色のエリア）.

表 1　UCM のパラメーター値設定内容（Chen et al. 2010）

Parameter	Unit	Specific values for			SLUCM	BEP
		Low-intensity residential	High-intensity residential	Industrial, commercial		
h (building height)	m	5	7.5	10	Yes	No
l_{roof} (roof width)	m	8.3	9.4	10	Yes	No
l_{road} (road width)	m	8.3	9.4	10	Yes	No
AH	W m^{-2}	20	50	90	Yes	No
F_{urb} (urban fraction)	Fraction	0.5	0.9	0.95	Yes	Yes
C_R (heat capacity of roof)	J m^{-3} K^{-1}	1.0E6	1.0E6	1.0E6	Yes	Yes
C_W (heat capacity of building wall)	J m^{-3} K^{-1}	1.0E6	1.0E6	1.0E6	Yes	Yes
C_G (heat capacity of road)	J m^{-3} K^{-1}	1.4E6	1.4E6	1.4E6	Yes	Yes
λ_R (thermal conductivity of roof)	J m^{-1} s^{-1} K^{-1}	0.67	0.67	0.67	Yes	Yes
λ_W (thermal conductivity of building wall)	J m^{-1} s^{-1} K^{-1}	0.67	0.67	0.67	Yes	Yes
λ_G (thermal conductivity of road)	J m^{-1} s^{-1} K^{-1}	0.4004	0.4004	0.4004	Yes	Yes
α_R (surface albedo of roof)	Fraction	0.20	0.20	0.20	Yes	Yes
α_W (Surface albedo of building wall)	Fraction	0.20	0.20	0.20	Yes	Yes
α_G (surface albedo of road)	Fraction	0.20	0.20	0.20	Yes	Yes
ε_R (surface emissivity of roof)	–	0.90	0.90	0.90	Yes	Yes
ε_W (surface emissivity of building wall)	–	0.90	0.90	0.90	Yes	Yes
ε_G (surface emissivity of road)	–	0.95	0.95	0.95	Yes	Yes
Z_{0R} (roughness length for momentum over roof)	m	0.01	0.01	0.01	Yes[a]	Yes
Z_{0W} (roughness length for momentum over building wall)	m	0.0001	0.0001	0.0001	No[a]	No
Z_{0G} (roughness length for momentum over road)	m	0.01	0.01	0.01	No[a]	Yes

（a）



（b）

Land Use Category	Land Use Description
1	Urban and Built-up Land
2	Dryland Cropland and Pasture
3	Irrigated Cropland and Pasture
4	Mixed Dryland/Irrigated Cropland and Pasture
5	Cropland/Grassland Mosaic
6	Cropland/Woodland Mosaic
7	Grassland
8	Shrubland
9	Mixed Shrubland/Grassland
10	Savanna
11	Deciduous Broadleaf Forest
12	Deciduous Needleleaf Forest
13	Evergreen Broadleaf
14	Evergreen Needleleaf
15	Mixed Forest
16	Water Bodies
17	Herbaceous Wetland
18	Wooden Wetland
19	Barren or Sparsely Vegetated
20	Herbaceous Tundra
21	Wooded Tundra
22	Mixed Tundra
23	Bare Ground Tundra
24	Snow or Ice

図 9　（a）関東地方における土地利用，（b）凡例に対応した分類

3.6　計算仕様

WRF モデルの計算仕様を以下に示す. モデルの設定内容は, 水平解像度 5km, 南北格子数 148, 東西格子数 122，鉛直層 50，計算領域は，北緯 35.7 度，東経 139.5 度を中心基準点した以下の領域である（図 10）. 降水の再現性の高かった積雲パラメタリゼーション（Kain, 2004）を用いた. また，1999 年 7 月 20 日における気象場が 1999 年 7 月 21 日に練馬で発生した豪雨に対して与える影響を考察するために計算開始時間を 1999 年 7 月 20 日 0 時（UTC），1999 年 7 月 20 日 6 時（UTC），1999 年 7 月 20 日 12 時（UTC）にした計算結果を，それぞれ 00，06，12 とし，都市キャノピーモデルを用いたものと用いてないものを, それぞれ都市有り, 都市無しとした（表 2）. 都市キャノピーモデル無しは Noah-LSM（Chen and Dudhia, 2001）が適用される.

表 2　WRF モデル設定内容

実験名	都市有り 00	都市有り 06	都市有り 12	都市無し 00	都市無し 06	都市無し 12
開始日時	1999 年 7 月 20 日 0 時（UTC）	1999 年 7 月 20 日 6 時（UTC）	1999 年 7 月 20 日 12 時（UTC）	1999 年 7 月 20 日 0 時（UTC）	1999 年 7 月 20 日 6 時（UTC）	1999 年 7 月 20 日 12 時（UTC）
終了日時	1999 年 7 月 22 日 00 時（UTC）					
都市キャノピーモデル	有り			無し（Noah-LSM 適用）（Chen and Dudhia, 2001）		
水平解像度	5km					
南北格子数	148					
東西格子数	122					
鉛直層数	50					
積雲パラメタリゼーション	有り（Kain, 2004）					

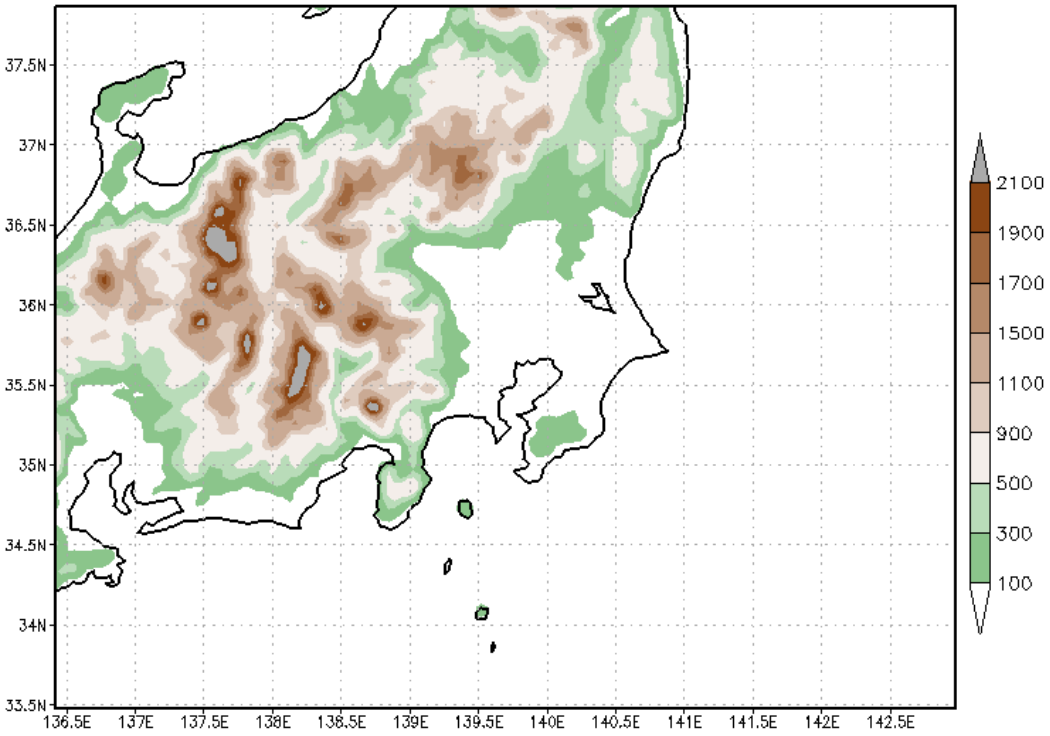


図 10　WRF の計算領域．色は標高（m）を示す．

4　結果

4.1　先行研究との比較

WRF モデルの再現性を評価するために先行研究 Seko et al.（2007）との比較を行った．計算結果は，降水量分布が最もよく再現された都市有り 12 を用いた．

①降水量分布

1 時間当たりの降水量分布を 3 時間毎に示す．先行研究は気象庁の降水レーダーによって観測された 1 時間当たりの降水量分布，本研究は WRF を用いて計算した都市有り 12 の 1 時間当たりの降水量分布である．12JST では，降水レーダーで観測された関東平野の北西の山地における降水域 B が WRF でも再現されており（図 11，b），15JST では降水レーダーで観測された B1-B3 の降水域も再現されている(図 11，c)．しかし，練馬付近における降水域の強さも弱く再現されている（図 11，d）．これは，WRF の水平分解能が 5km であること，また初期値，境界値に用いた NCEP/NCAR の再解析データの水平解像度が 2.5 度であるため降水域を十分に捉えられなかったためと考えられる．

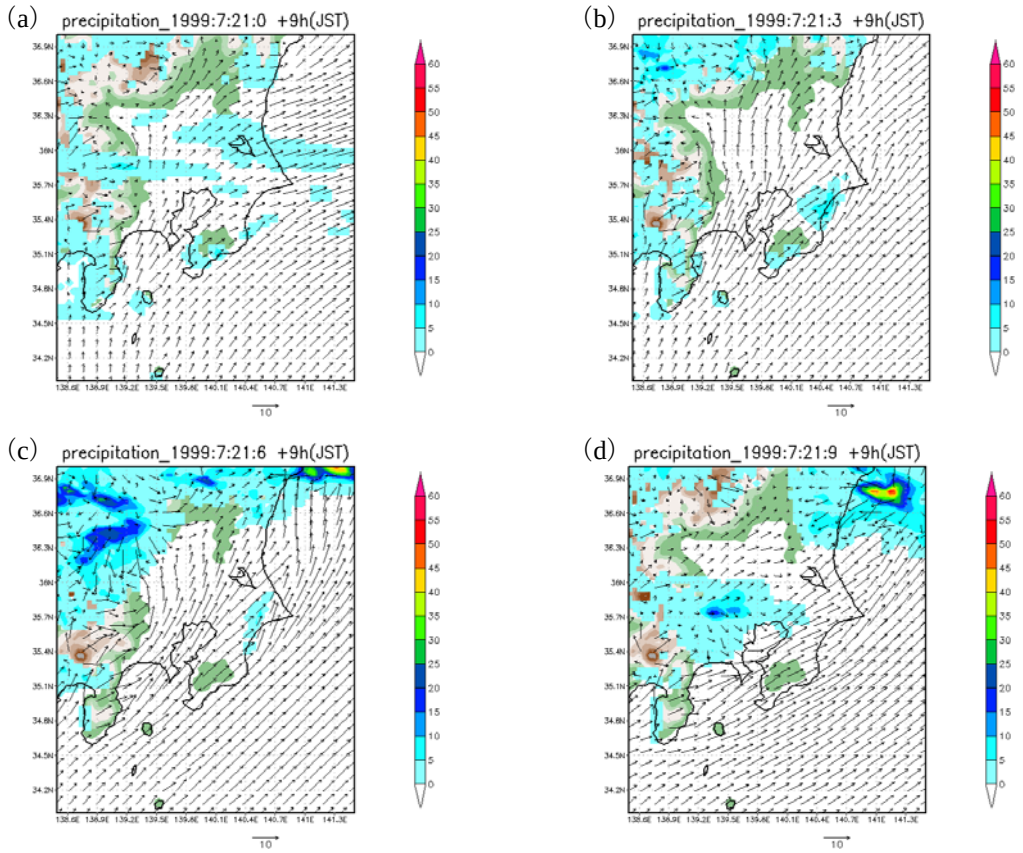
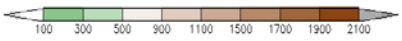


図 11　WRF による 1 時間当たりの降水量分布（mm/h）．ベクトルは地上風（m/s）を示す．（都市有り 12）．（a）1999 年 7 月 21 日 0 時（UTC），（b）1999 年 7 月 21 日 3 時（UTC），（c）1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC），（d）1999 年 7 月 21 日 9 時（UTC）

標高凡例： 

（m）

②各気象場

各時刻における気象場を以下に示す. 先行研究は降水レーダーとアメダスによって観測された地表面温度，海面更正気圧，地表面混合比，水蒸気スケールハイト，地上風，本研究は WRF を用いて計算した都市有り 12 の高度 2m における地上気温，海面更正気圧，地表面混合比，水蒸気スケールハイト，高度 10m における地上風である.

（1）1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）

WRF の計算結果は地上気温の高い領域で，海面更正気圧は低く，水蒸気混合比，水蒸気スケールハイトの大きな領域も先行研究と同様に示されている．また東京湾，相模湾からの風が支配的である．先行研究で見られる B1，B2 に対応する降水域が見られる（図 12）.

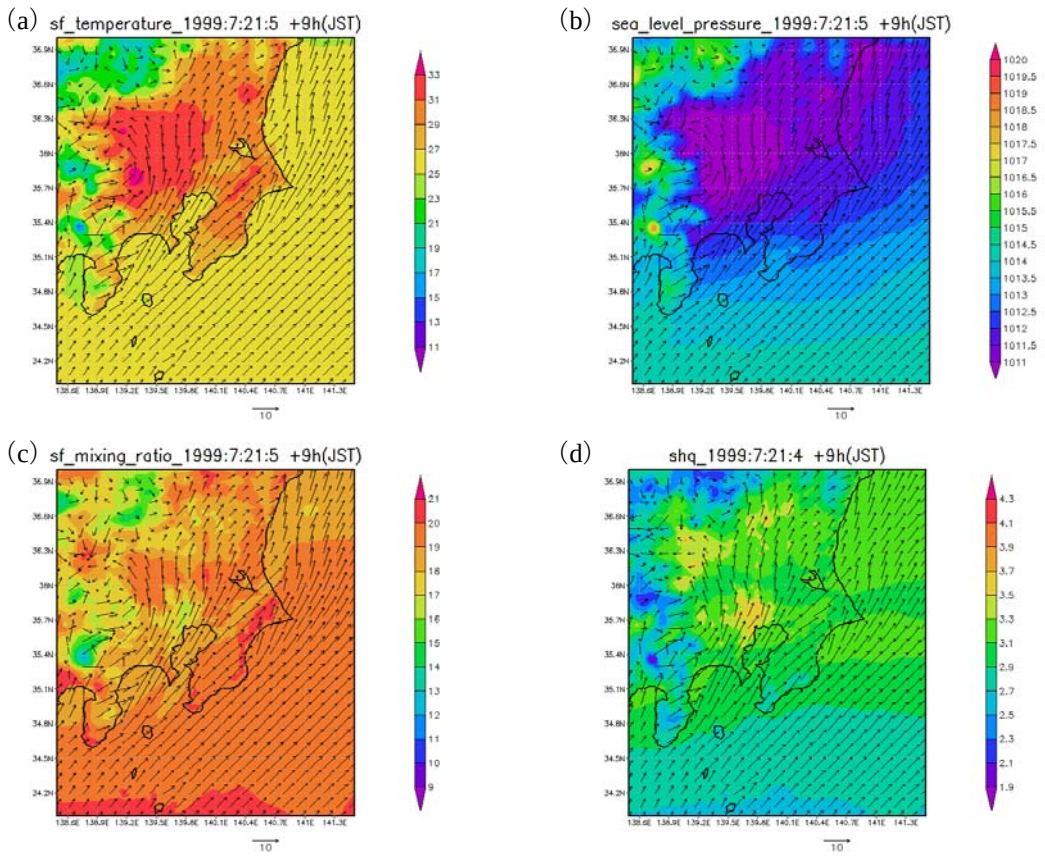


図 12　WRF による 7 月 21 日 5 時（UTC）における（a）高度 2m における地上気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa），（c）地表面混合比（g/kg），（d）水蒸気スケールハイト（km）．ベクトルは高度 10m における地上風（m/s）を示す．（都市有り 12）

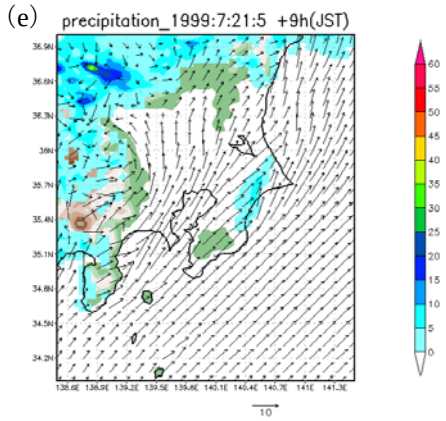
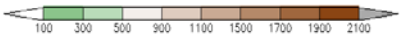


図 12（続き）　WRF による 7 月 21 日 5 時（UTC）における（e）1 時間当たりの降水量分布（mm）．ベクトルは高度 10m における地上風（m/s）を示す．（都市有り 12）

標高凡例： 

（m）

（2）1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC）

WRF の計算結果は 7 月 21 日 5 時（UTC）と同じく地上温度の高い領域で，海面更正気圧は低く，水蒸気混合比，水蒸気スケールハイトの大きな領域も先行研究と同様に示されている．先行研究で見られる B1，B2 に対応する降水域は南下し始める．また，南からの気流と北西の降水からの気流の収束も再現されている．しかし鹿島灘からの東風は再現されていない．また先行研究では収束域に降水が発生しているが WRF では再現されていない．これは，WRF の水平解像度が 5km であることと，初期値，境界値に用いた NCEP/NCAR の再解析データの水平解像度が 2.5 度であることが原因の一つであると考えられる（図 13）．

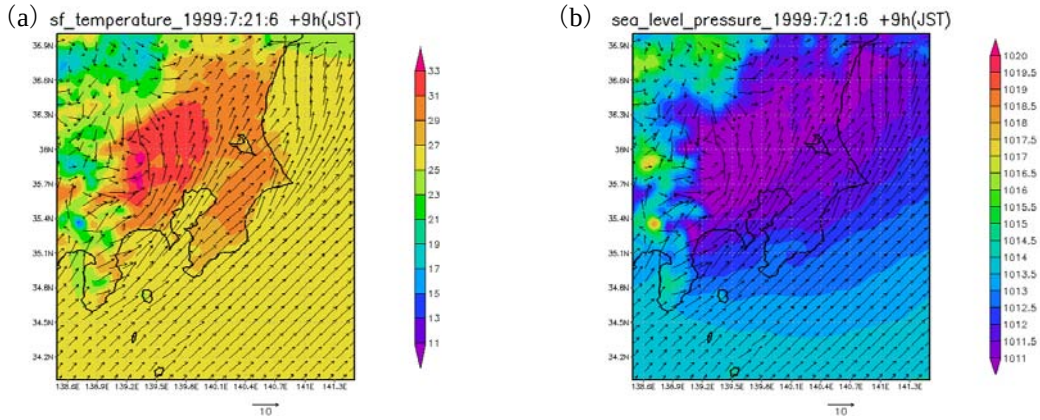
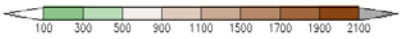


図 13　WRF による 7 月 21 日 6 時（UTC）における（a）高度 2m における地上気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa）．ベクトルは高度 10m における地上風（m/s）を示す．（都市有り 12）

標高凡例： 

(m)

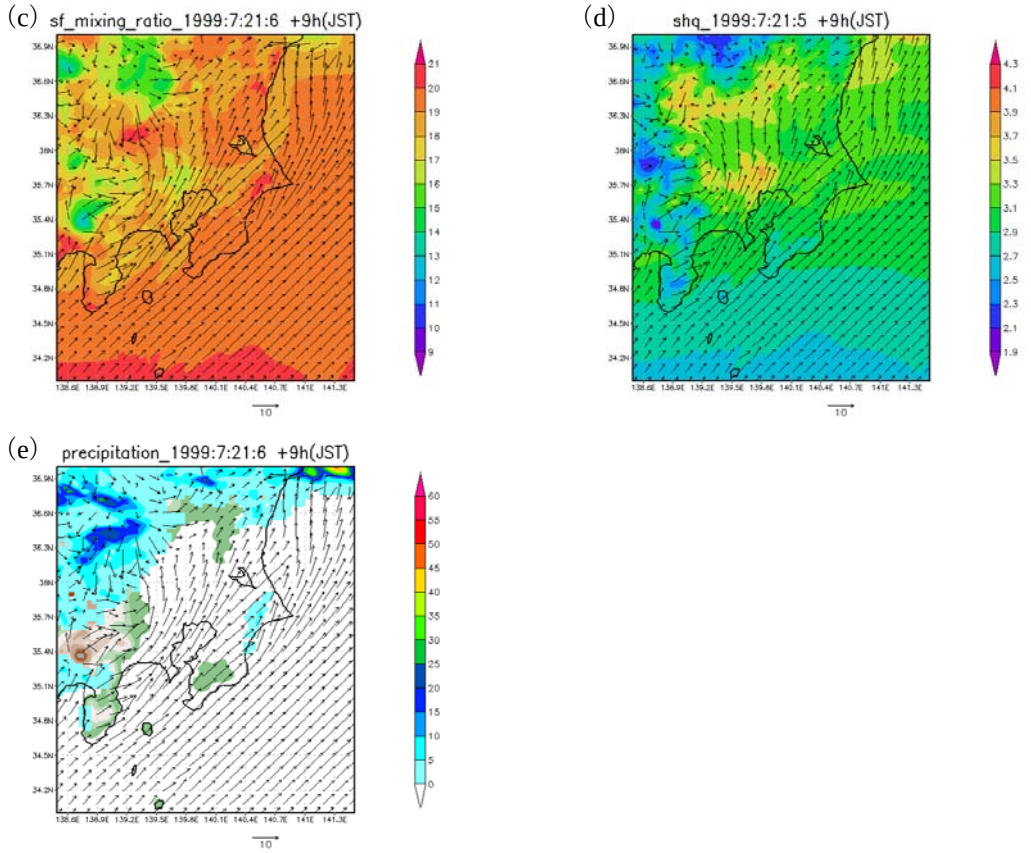
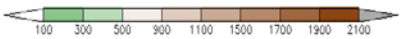


図 13（続き）　WRF による 7 月 21 日 6 時（UTC）における（c）地表面混合比（g/kg），（d）水蒸気スケールハイト（km），（e）1 時間当たりの降水量分布（mm）．ベクトルは高度 10m における地上風（m/s）を示す．（都市有り 12）

標高凡例： 

(m)

（3）1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）

WRF の計算結果は 7 月 21 日 6 時（UTC）と同じく地上温度の高い領域で，海面更正気圧は低く，可降水量の大きな領域も先行研究と同様に示されている．北西の山地の降水域はさらに南下し始める．これは先行研究の降水域 Cw に対応する．それに伴い収束域も南東方向へ移動する．ここでも鹿島灘からの気流は再現されていない．また降水域は先行研究で見られる練馬で発生する Cnn が再現されていない．これらも，WRF の水平解像度が 5km であることと，初期値，境界値に用いた NCEP/NCAR の再解析データの水平解像度が 2.5 度であることが考えられる（図 14）．

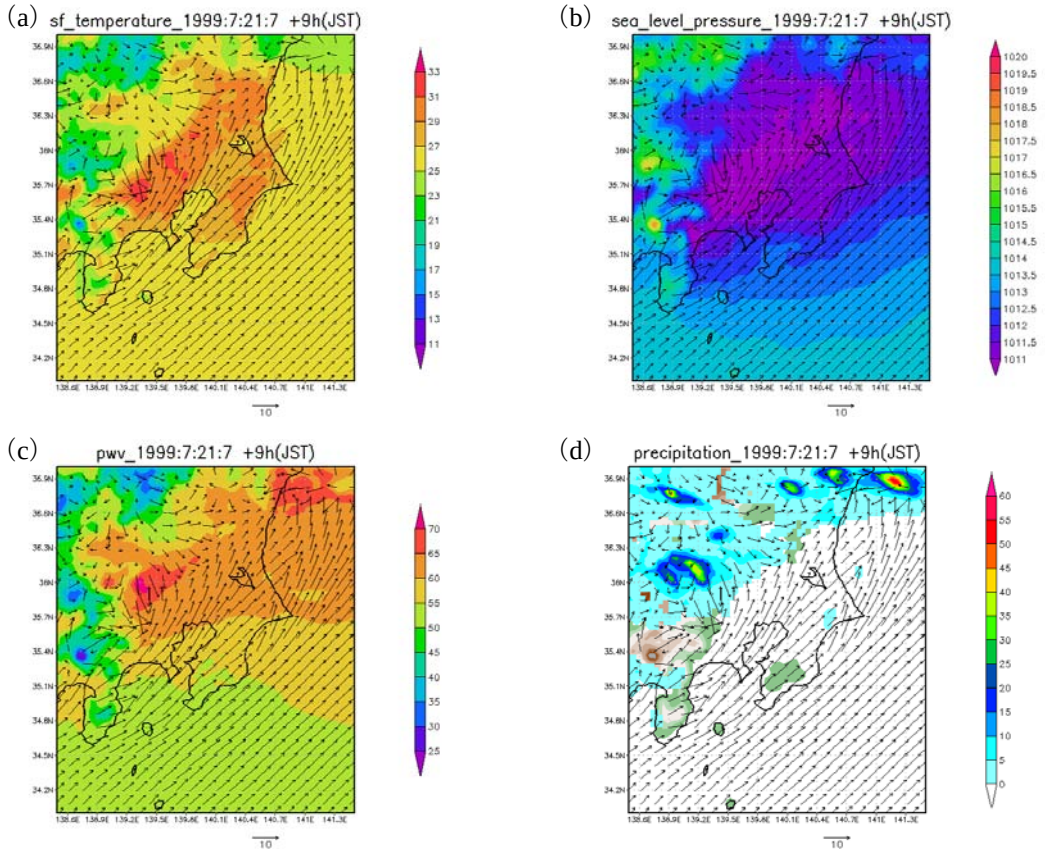
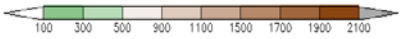


図 14　WRF による 7 月 21 日 7 時（UTC）における（a）高度 10m における地上気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa），（c）可降水量（mm），（d）1 時間当たりの降水量分布（mm）．ベクトルは高度 10m における地上風（m/s）を示す．（都市有り 12）

標高凡例： 

（m）

（4）1999 年 7 月 21 日 8 時（UTC）

WRF の計算結果は，地上気温の低下，海面更正気圧の上昇と降水による発散が先行研究と同様に再現されている．降水域は関東平野の南部まで南下する．この後，降水は終了に向かう（図 15）．

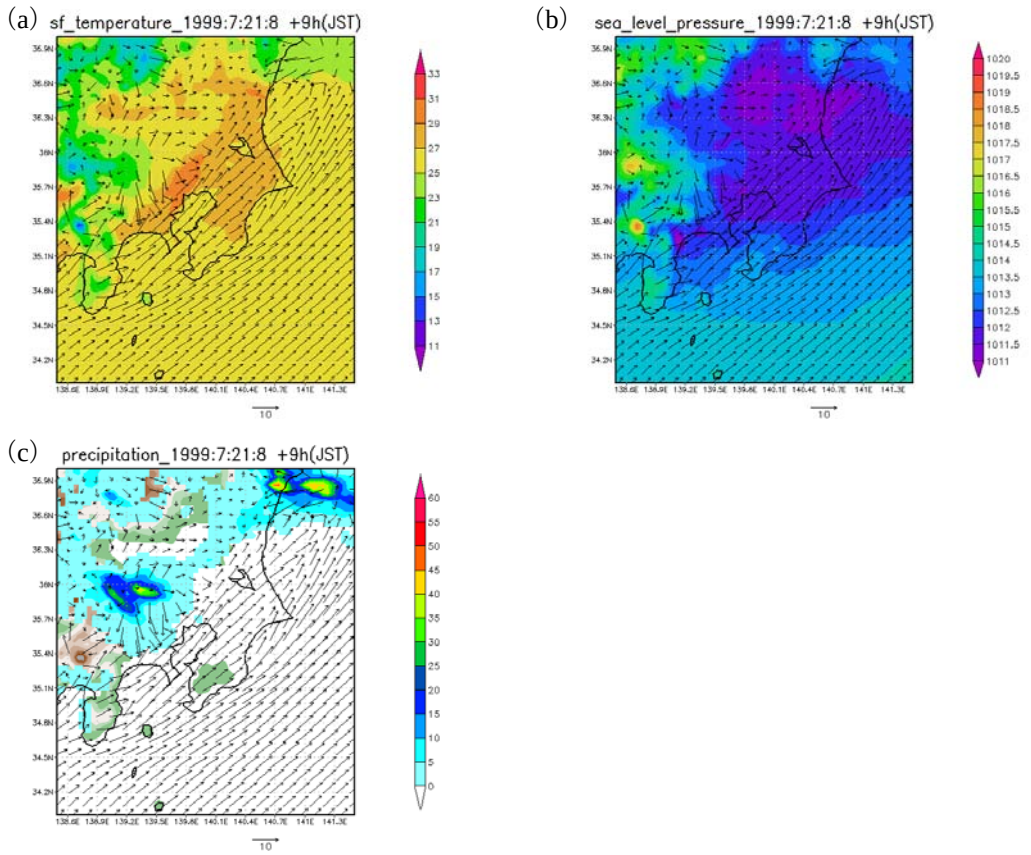
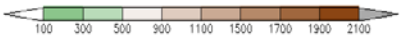


図 15　WRF による 7 月 21 日 8 時（UTC）における（a）高度 10m における地上気温（℃），（b）海面更正気圧（hPa），（c）1 時間当たりの降水量分布.. ベクトルは高度 10m における地上風（m/s）を示す．（都市有り 12）

標高凡例： 

（m）

4.2　WRF の再現性

4.1 の結果より，WRF の再現性について以下に述べる．

1. 降水量分布は，関東平野の北西の山地に発生した先行研究の B にあたる降水域は再現された．練馬で発生した Cn にあたる降水域は再現されなかった．これは WRF の水平解像度が 5km であることと，初期値，境界値に用いた NCEP/NCAR の再解析データの水平解像度が 2.5 度であるため再現できなかったと考えられる．
2. 関東平野における降水発生前の 1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）地上気温の上昇は再現された．先行研究と同様に，33℃以上の領域が見られ，関東平野の北西の山地との温度傾度も見られた．
3. 降水域の南側における降水からの南への発散流と，東京湾，相模湾からの南風の収束は再現された．降水域の南下に伴い収束ラインも南東方向へ移動し，また地表面混合比と可降水量から収束域での豊富な水蒸気量も再現されていることが確認できた．

5　考察

5.1　初期値の誤差の影響

異なる初期値から計算することによって，計算過程で初期値の誤差が増幅する．その誤差の影響がどの程度なのかを確かめる必要がある．また本研究の研究対象となる 1999 年 7 月 21 日の練馬で発生した降水に対して，前日にあたる 1999 年 7 月 20 日における気象場が与えた影響について考察することは強雨の予報という観点から重要である．そこで，計算開始日時を変えた実験を行い，注目する降水開始前の 1999 年 7 月 20 日 12 時（UTC）の状態を複数作成し，それらの状態が 1999 年 7 月 21 日の気象場に与える影響を調べた．特に降水域の移動方向，1 時間あたりの地上気温の最大低下量，1 時間当たり最大降水量，またその降水ピークの時刻について比較を行った．

計算開始日時は，（1）1999 年 7 月 20 日 00 時（UTC），（2）1999 年 7 月 20 日 06 時（UTC），（3）1999 年 7 月 20 日 12 時（UTC）である．それぞれ，本研究の研究対象となる 1999 年 7 月 21 日の降水発生の 27 時間前，21 時間前，15 時間前である．日本標準時（JST）にすると，（1）は降水前日の午前 9 時から，（2）は降水前日の午後 3 時から，（3）は降水前日の午後 9 時からである．従って，それぞれの計算開始日時からの降水の有無や時間帯，降水域の範囲によって 1999 年 7 月 21 日の地上気温や降水に違いが生じると考えられ，それらの違いを考察する．

表 3 に比較の結果を示す．計算仕様は表 2 と同様である．降水域の移動とは，1999 年 7 月 21 日 3 時（UTC）に関東平野の北西の山地で発生した降水が，1999 年 7 月 21 日 9 時（UTC）にかけて関東平野の南部まで移動する方向である．1 時間当たりの地上気温の最大低下量と 1 時間当たりの最大降水量については，東経 138.5 度から東経 141 度において，北緯 34 度から北緯 36.2 度（北緯 36.2 度は含まず）を南領域，北緯 36.2 度から北緯 37 度（北緯 36.2 度を含む）を北領域とし，1999 年 7 月 21 日 3 時（UTC）から 1999 年 7 月 21 日 9 時（UTC）での最大値を示した．また，降水ピーク時刻とは，この期間における 1 時間当たりの最大降水量の現れた時刻である．

表 3 における 1 時間当たりの最大降水量の位置を図 16 に，1 時間当たりの地上気温の最大低下量の位置を図 17 にそれぞれ示す．

5.1.1　都市有り

まず，都市キャノピーモデルを用いた計算結果について初期値の影響の比較を行う．

降水域の移動は，都市有り 00，都市有り 06，都市有り 12 いずれもやや南東方向へ移動し，大きな違いは見られなかった．

1 時間当たりの最大降水量は，北領域においては，都市有り 00 が 54mm，都市有り 06 が 42mm，都市有り 12 が 49mm とばらつきがあり，位置も都市有り 00 は北西の山地だが，都市有り 06 と都市有り 12 は北東の海岸付近である．南領域においては，都市有り 00 が 42mm，都市有り 06 が 38mm，都市有り 12 が 44mm とばらつきがあるが，その位置はどれも北緯 36 度付近の山地である（図 16）．このことから，降水域はどの初期値においても北緯 36 度付近の山地を南下する傾向があるといえる．

降水のピーク時刻は，北領域においては，都市有り 00 が 1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC），都市有り 06 が 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC），都市有り 12 が 1999 年 7 月 21 日 9 時（UTC）であり，ばらつきが見られる．南領域においては，都市有り 00 が 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC），都市有り 06 が 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC），都市有り 12 が 1999 年 7 月 21 日 8 時（UTC）であり，時間のずれはあるが，南下した降水域に対応していると考えられる．

1 時間当たりの地上気温の最大低下量は, 北領域においては, 都市有り 00 と都市有り 12 が 7.5℃, 都市有り 12 が 8.1℃であり，それらの位置はどれも北緯 36.2 度付近であるが，東西方向には違いが見られる. 南領域おいては, 都市有り 00 が 8.2℃, 都市有り 06 が 9.0℃, 都市有り 12 が 8.5℃とばらつきがあるが，それらの位置はどれも北緯 36 度付近の降水域が南下した領域に対応する（図 17）．

5.1.2　都市無し

次に，都市キャノピーモデルを用いていない計算結果について初期値の比較を行う．

降水域の移動は，都市無し 00 はやや南東方向へ移動し，都市無し 06 と都市無し 12 は南方向へ移動した．

1 時間当たりの最大降水量は, 北領域においては都市無し 00 が 47mm, 都市無し 06 が 58mm, 都市無し 12 が 55mm とばらつきがあり，それらの位置は，都市無し 00 と都市無し 12 が関東平野の北西の山地で, 都市無し 06 は太平洋の海上である. 南領域においては, 都市無し 00 が 38mm, 都市無し 06 が 42mm，都市無し 12 が 47mm とばらつきがあるが，それらの位置は，北緯 36 度付近の降水域が南下した領域である．このことから，降水域はどの初期値においても南下していく経路は同様であると考えられる．

降水ピークの時刻は，北領域においては，都市無し 00 が 1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC），都市無し 06 が 1999 年 7 月 21 日 9 時（UTC），都市無し 12 が 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）と，ばらつきがある．南領域においては，都市無し 00 が 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC），都市無し 06 が 1999 年 7 月 21 日 8 時（UTC），都市無し 12 が 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）であり，1 時間当たりの最大降水量の位置に大きな違いはないことから, 降水域の南下と対応していると考えられる．

1 時間当たりの地上気温の最大低下量は，北領域においては，都市無し 00 が 6.8℃，都市無し 06 が 7.3℃，都市無し 12 が 7.4℃とばらつきがあるが，それらの位置はどれも関東平野の北西の北緯 36.3 度付近である．南領域においては，都市無し 00 が 7.6℃，都市無し 06 が 8.7℃，都市無し 12 が 8.5℃とばらつきがあるが, それらの位置は降水域が南下していく経路上にほぼ対応している．

以上の結果より，初期値による誤差は 1 時間当たりの最大降水量，1 時間当たりの地上気温の最大低下量にばらつきを与えるが，1999 年 7 月 21 日 3 時（UTC）に関東平野の北西の山地で発生した降水域が, 関東平野の南部に南下する経路については初期値に関わらずほぼ同様であることがわかった．

実験名	都市キャノピーモデル	初期値（計算開始日時）	降水域の移動	1 時間当たりの地上気温の最大低下量 北領域/南領域	1 時間当たりの最大降水量 北領域/南領域	降水ピーク時刻 北領域/南領域
都市有り 00	有り	1999 年 7 月 20 日 0 時(UTC)	南東方向	7.5℃/8.4℃	54mm/42mm	1999 年 7 月 21 日 6 時(UTC) /1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)
都市有り 06	有り	1999 年 7 月 20 日 6 時(UTC)	南東方向	8.1℃/9.0℃	42mm/38mm	1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC) /1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)
都市有り 12	有り	1999 年 7 月 20 日 12 時 (UTC)	南東方向	7.5℃/8.5℃	49mm/44mm	1999 年 7 月 21 日 9 時(UTC) /1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)
都市無し 00	無し	1999 年 7 月 20 日 0 時(UTC)	南東方向	6.8℃/7.6℃	47mm/38mm	1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC) /1999 年 7 月 21 日 5 時(UTC)
都市無し 06	無し	1999 年 7 月 20 日 6 時(UTC)	南方向	7.3℃/8.7℃	58mm/42mm	1999 年 7 月 21 日 8 時(UTC) /1999 年 7 月 21 日 9 時(UTC)
都市無し 12	無し	1999 年 7 月 20 日 12 時 (UTC)	南方向	7.4℃/8.5℃	55mm/47mm	1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC) /1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)

表 3　各感度実験で再現された気象場の特徴

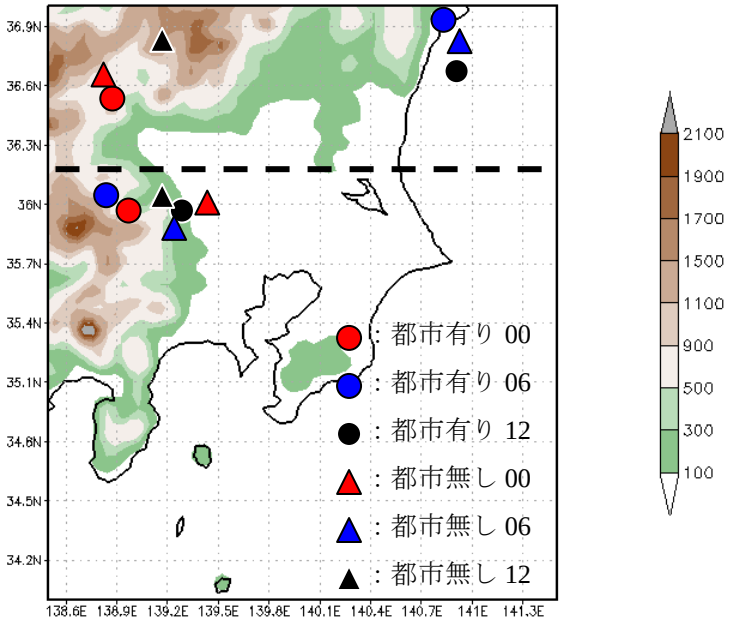


図 16　1 時間当たりの最大降水量の位置．破線より南は南領域，破線より北（破線を含む）は北領域を示す．

赤い丸が都市有り 00、青い丸が都市有り 06，黒い丸が都市あり 12，赤い三角が都市無し 00，青い三角が都市無し 06，黒い三角が都市無し 12 を示す．凡例は標高を示す．

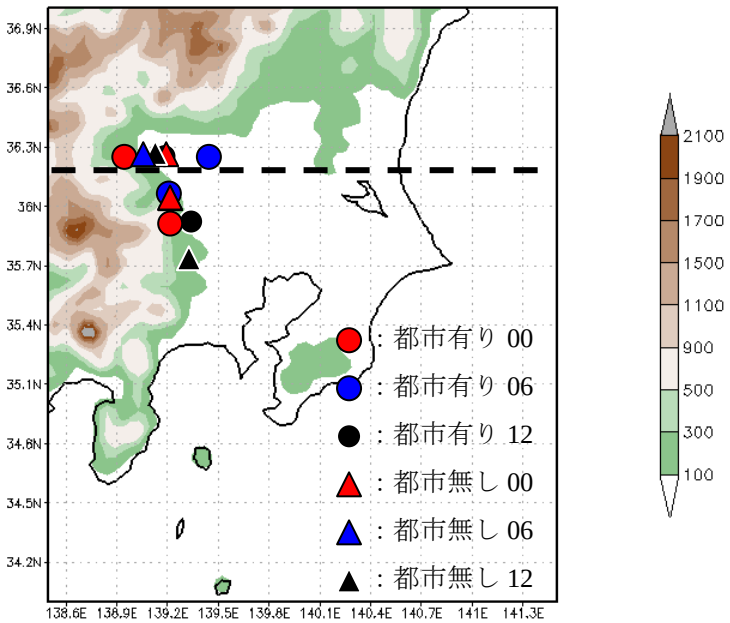


図 17　1 時間当たりの地上気温の最大低下量の位置．破線より南は南領域，破線より北（破線を含む）は北領域を示す．

赤い丸が都市有り 00、青い丸が都市有り 06，黒い丸が都市あり 12，赤い三角が都市無し 00，青い三角が都市無し 06，黒い三角が都市無し 12 を示す．凡例は標高を示す．南領域における都市無し 00 と都市無し 06 は同位置．北領域における都市有り 12 と都市無し 00 は同位置．

5.2　都市効果の比較

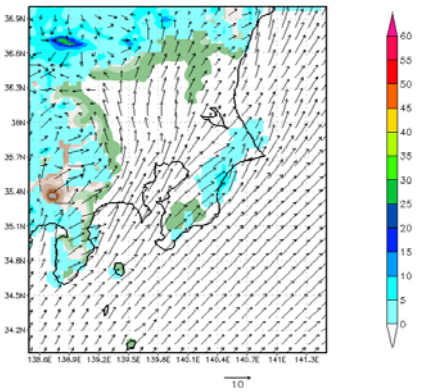
都市では建物による熱容量，熱伝導率の熱的特性，蒸発効率や反射率，射出率などの放射特性が森林や田畑と大きく異なるため，森林や田畑に比べて気温が高くなることが考えられる．そのため，風の収束や対流の発生に好都合な環境となり，降水の発生，発達に影響があると考えられる．

本研究では，3.5 章で述べた都市キャノピーモデルを用いて，都市効果が 1999 年 7 月 21 日の気象場に与える影響について考察する．計算結果の比較には，都市有り 00，都市有り 06，都市有り 12 を平均したものと，都市無し 00 と都市無し 06 と都市無し 12 を平均したものを用いることによって，初期値の誤差を除き比較を行う．

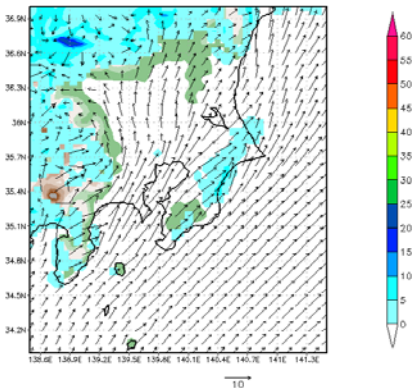
（1）1 時間当たりの降水量分布

1 時間当たりの降水量分布と高度 10m における地上風を以下に示す．降水域，地上風ともに都市効果による大きな違いは見られない．

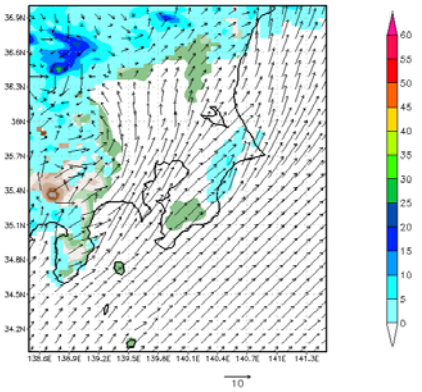
(a)　都市有り 1999 年 7 月 21 日 4 時（UTC）



(f)　都市無し 1999 年 7 月 21 日 4 時（UTC）



(b)　都市有り 1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）



(g)　都市無し 1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）

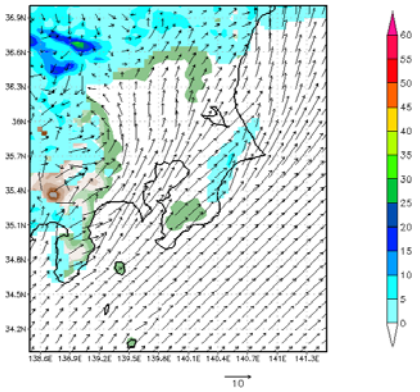
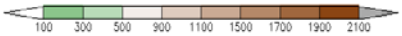
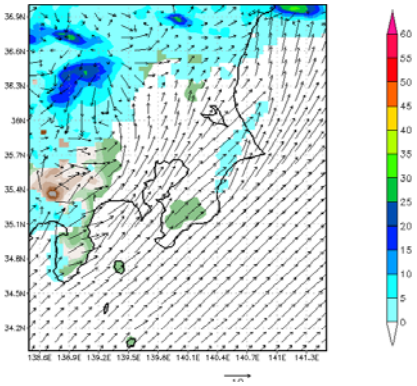


図 18　1 時間当たりの降水量分布（mm）．ベクトルは各時刻での地上風（m/s）を示す．左が都市有り，右が都市無し．

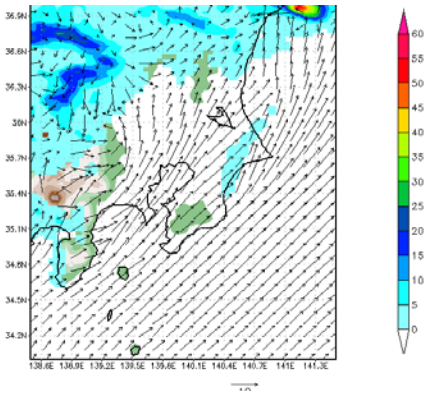
標高凡例：



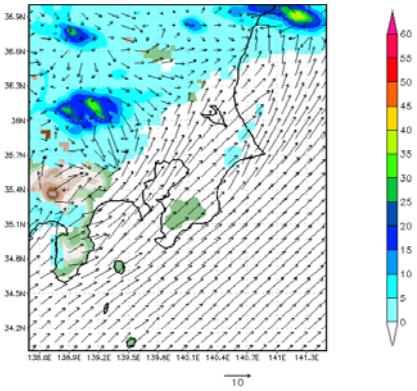
(c)　都市有り 1999 年 7 月 21 日 6 時(UTC)



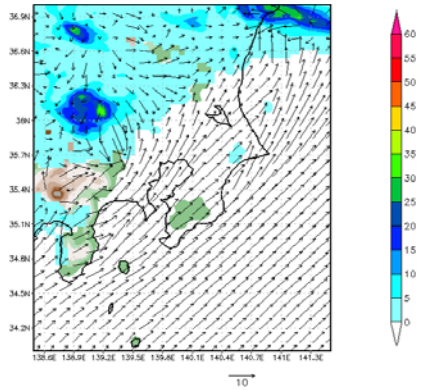
(h)　都市無し 1999 年 7 月 21 日 6 時(UTC)



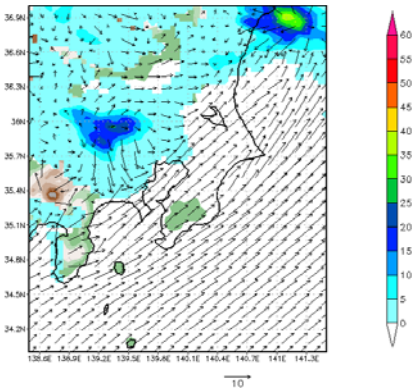
(d)　都市有り 1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)



(i)　都市無し 1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)



(e)　都市有り 1999 年 7 月 21 日 8 時(UTC)



(j)　都市無し 1999 年 7 月 21 日 8 時(UTC)

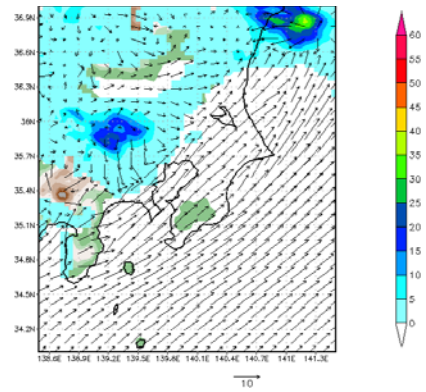
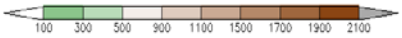


図 18（続き）　1 時間当たりの降水量分布（mm）．ベクトルは各時刻での地上風（m/s）を示す.

左が都市有り，右が都市無し.

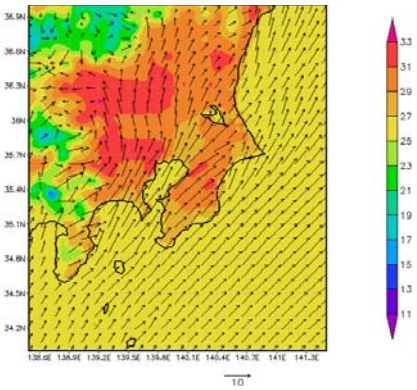
標高凡例：



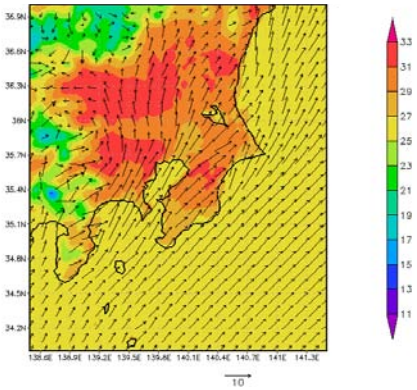
（2）地上気温

高度 2m における地上気温と，高度 10m における地上風を以下に示す．地上気温も降水域と同様に都市効果による大きな違いは見られない．

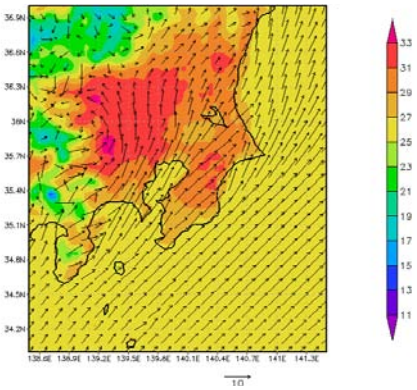
(a) 都市有り 1999 年 7 月 21 日 4 時（UTC）



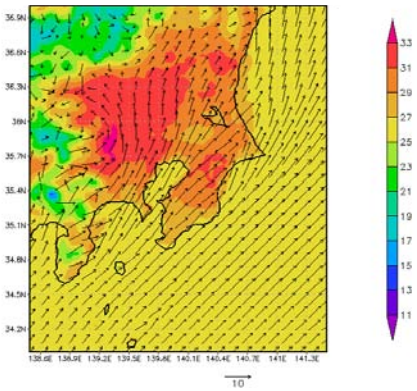
(f) 都市無し 1999 年 7 月 21 日 4 時（UTC）



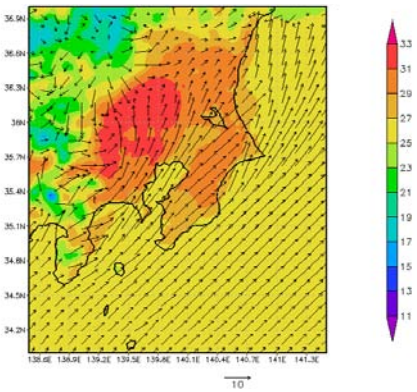
(b) 都市有り 1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）



(g) 都市無し 1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC）



(c) 都市有り 1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC）



(h) 都市無し 1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC）

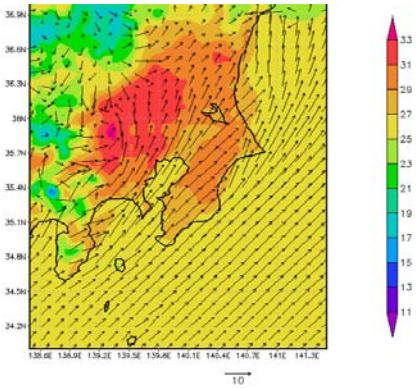
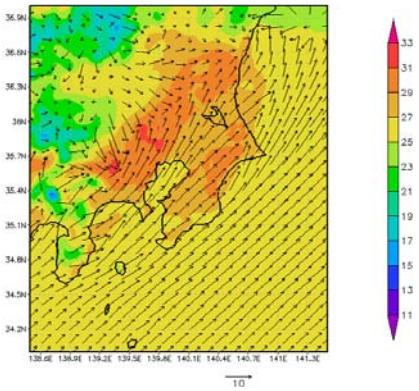
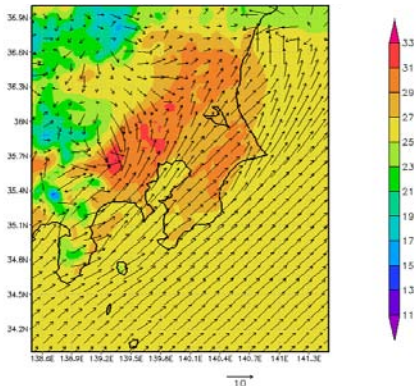


図 19　高度 2m における地上気温（℃）．ベクトルは各時刻での地上風（m/s）を示す．左が都市有り，右が都市無し．

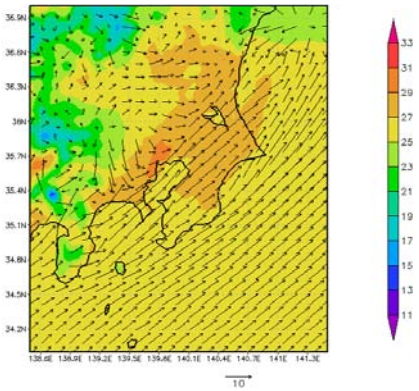
(d) 都市有り 1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)



(i) 都市無し 1999 年 7 月 21 日 7 時(UTC)



(e) 都市有り 1999 年 7 月 21 日 8 時(UTC)



(j) 都市無し 1999 年 7 月 21 日 8 時(UTC)

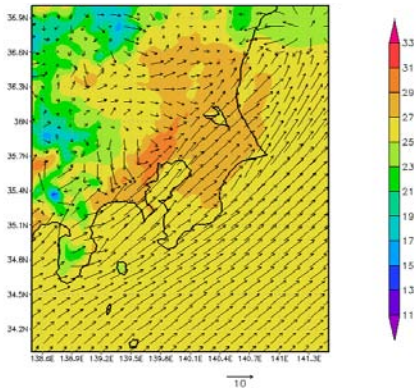


図 19（続き）　高度 2m における地上気温（℃）．ベクトルは各時刻での地上風（m/s）を示す．右が都市有り，左が都市無し．

本研究の研究対象で用いた 1999 年 7 月 21 日の練馬における事例では, 都市キャノピーモデルによる都市効果の強化はほとんど見られなかった．このことは，都市キャノピーモデルで用いたパラメーターの値が小さかったことや, 都市キャノピーモデルを用いなかった場合に適用される Noah-LSM で再現された顕熱，潜熱，アルベド，粗度による都市効果と差がなかったことが考えられる．

5.3　降水域の南下

4 章の結果より，関東平野の北西の山地で発生した降水域は，関東平野の南部まで南下する．この要因を下層（高度 1km），中層（高度 3km），上層（高度 5km）の風に注目し考察する．以下に都市有り 12 の 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）における下層（高度 1km），中層（高度 3km），上層（高度 5km）の風の分布を示す．

下層（高度 1km）では，降水域の南側で降水からの発散流が見られ，降水域の北側で，北の足尾山地の降水域からの発散流が見られる（図 20，a）．中層（高度 3km）と高層（高度 5km）では，北西からの風と西風が支配的である（図 20，b，c）．これらの風の分布が降水域を南または南東方向へ移動させた一つの要因であると考えられる．

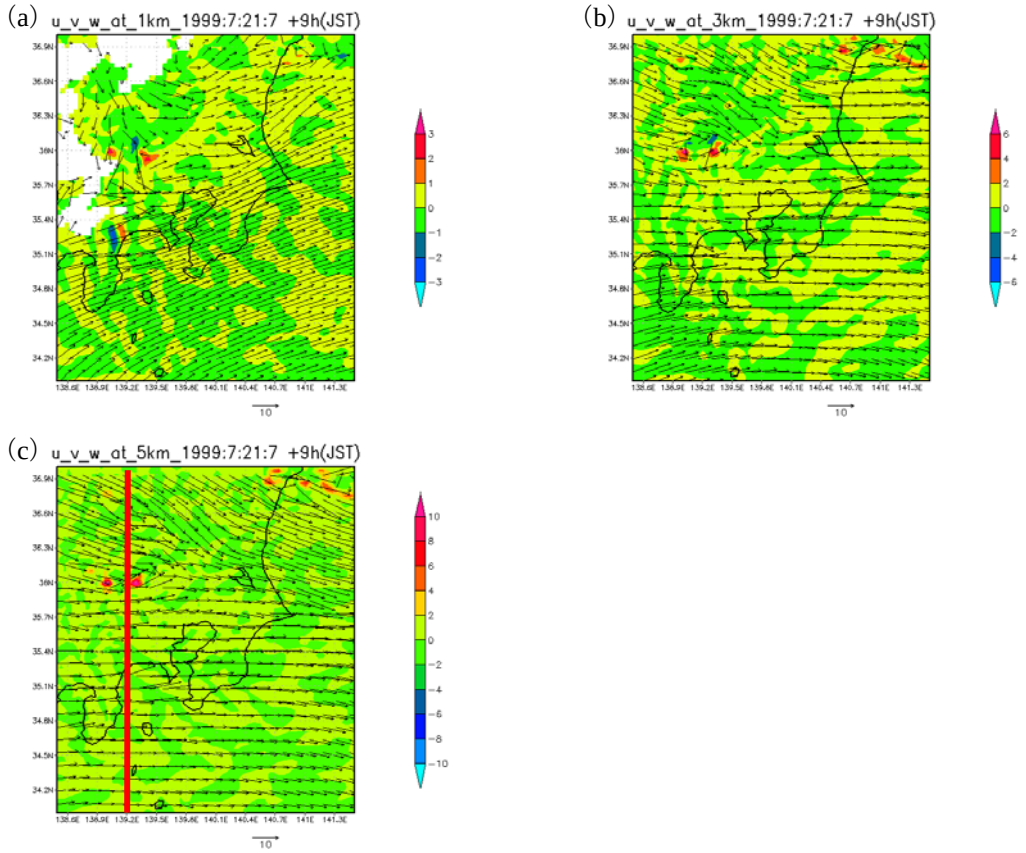


図 20　1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）の各高度における風（m/s）の分布．色は鉛直流（m/s）を示す．

（a）下層（高度 1km），（b）中層（高度 3km），（c）上層（高度 5km）．赤線は図 21，図 22 の鉛直断面線を示す．

次に，都市有り 12 の 1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）における東経 138.2 度の鉛直断面図を以下に示す．それぞれ，（a）温位の偏差（1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）－計算期間全体の平均），（b）水蒸気混合比の偏差（1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）－計算期間全体）を南北風，鉛直流とともに示す．鉛直流は東西風に比べ小さいため 10 倍して表示している．

降水域より北では北風が支配的であり，降水域では地上付近の温度が低い．また降水域の南側への発散流が卓越しており，水蒸気混合比の値も高いことが確認できる（図 21，22）．この降水域より北における支配的な北風と，降水域の南側への卓越した発散流は，降水域が南下した要因と考えられる．

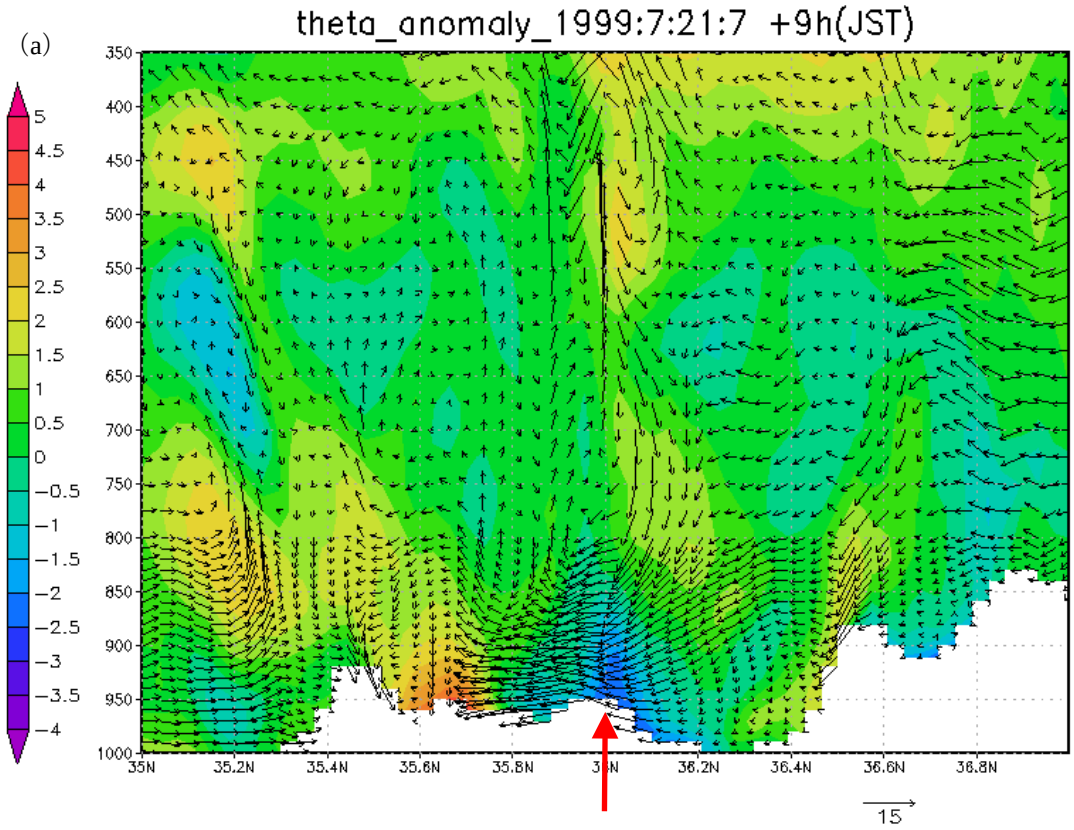


図 21　1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）の温位（K）の偏差（1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）－計算期間全体の平均）．ベクトルは南北風，鉛直流（m/s）を示す．鉛直流は 10 倍したもの．

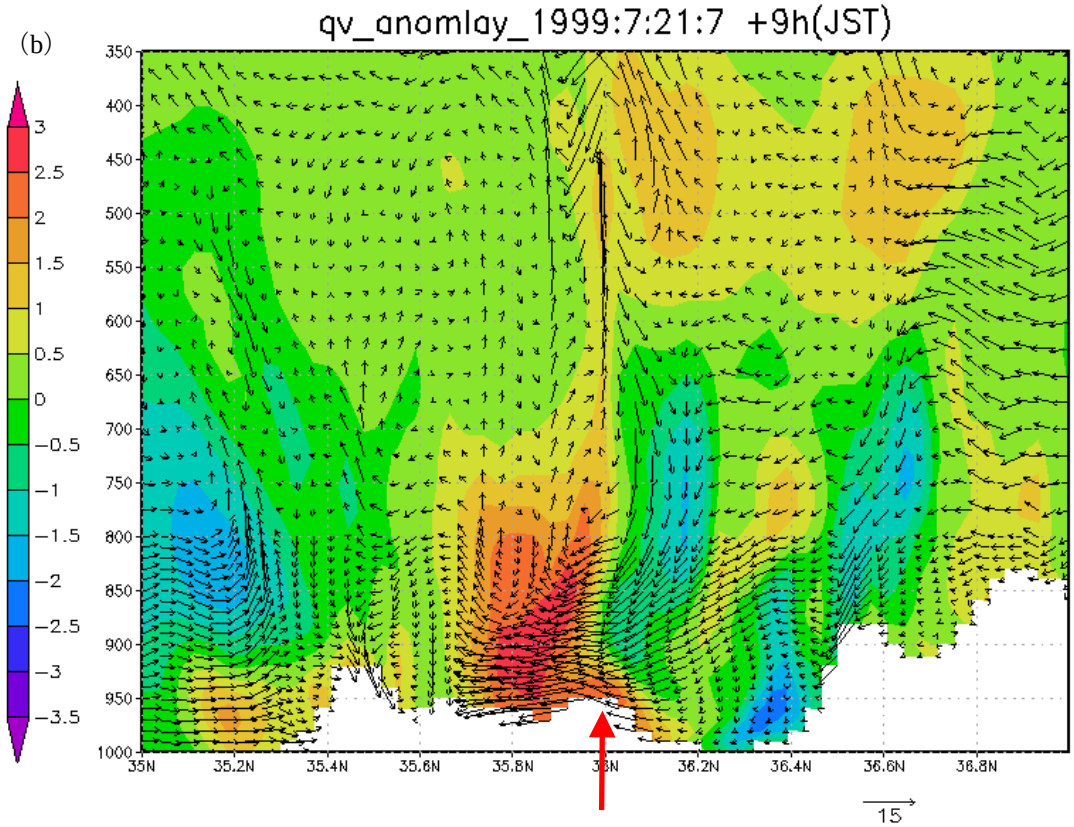


図 22　1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）の水蒸気混合比（g/kg）の偏差（1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC）－計算期間全体の平均）．ベクトルは南北風，鉛直流（m/s）を示す．鉛直流は 10 倍したもの．

5.4　可降水量の時間変化量

神田ほか（2000）は，可降水量の増加は降水に先行し，降水発生の指標となることを示している．都市有り 12 の 1 時間当たりの可降水量の時間変化量を以下に示す．

先行研究と同様に，1 時間後の降水域で可降水量が増加しており，可降水量が増加した領域は，降水域からの発散流と，東京湾，相模湾からの南風が収束するラインに対応している．これは，収束域に十分な水蒸気が供給されているためと考えられる（図 23）．WRF による再現から今回の事例においても先行指標として用いることができると考えられる．

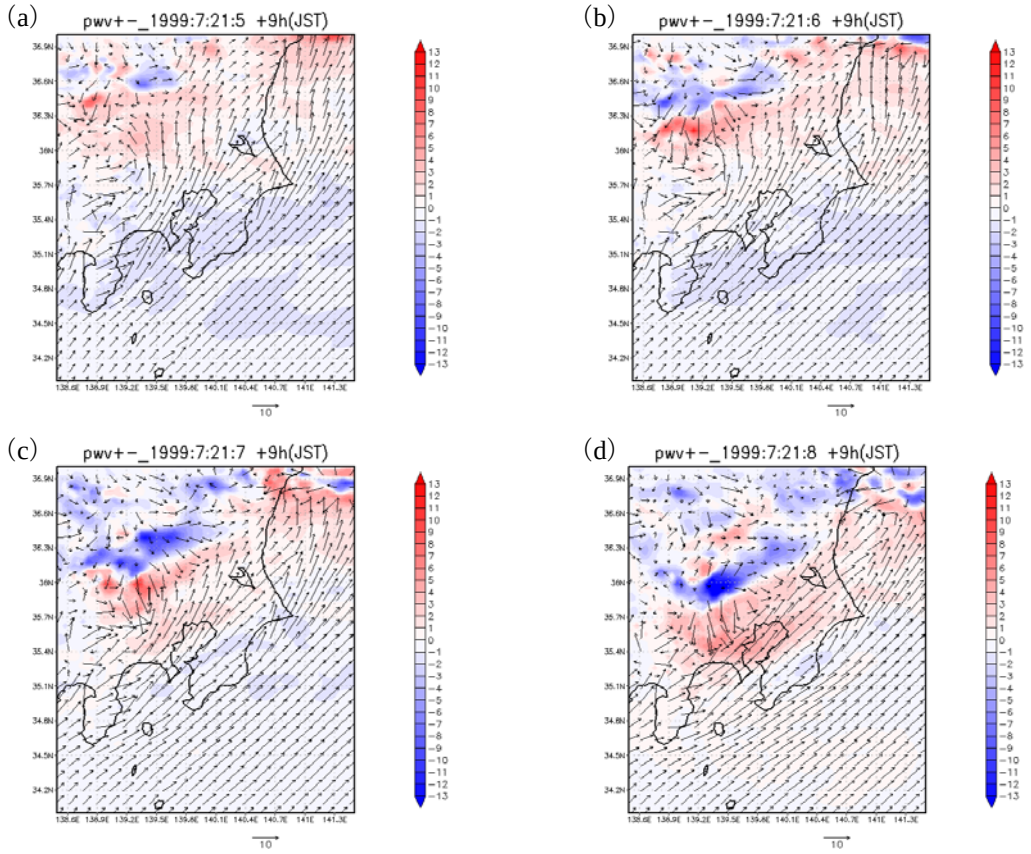


図 23　1 時間あたりの可降水量の時間変化量. ベクトルは高度 10m における地上風を示す.（a）1999 年 7 月 21 日 5 時（UTC），（b）1999 年 7 月 21 日 6 時（UTC），（c）1999 年 7 月 21 日 7 時（UTC），（d）1999 年 7 月 21 日 8 時（UTC）．都市有り 12

5.5　総合解釈

本研究では，WRF を用いた 1999 年 7 月 21 日に練馬で発生した豪雨の再現実験を行い，その実験結果について，WRF モデルの再現性を確認するために（1）先行研究との比較を行った．次に，降水発生日の前日の気象場が降水に与える影響を考察するために（2）初期値を変えた計算結果についての比較を行った．最後に，降水に与える都市効果について考察するために（3）都市キャノピーモデルの有無の 1999 年 7 月 21 日の気象場に与える影響の比較を行った. また, (4) 降水域の南下と（5）可降水量の時間変化量について考察を行った.

（1）WRF による強雨の再現性の検証

1. 関東地方の北西の山地で発生し，関東平野の南部まで南下した降水域は概ね再現されたが，Seko et al.（2007）で述べられていたような移動速度が遅く短時間に衰退した降水域 Cn は，今回の実験では再現されず，降水量も少なかった．これは，WRF の水平解像度が 5km であることと，初期値，境界値に用いた NCEP/NCAR の再解析データの水平解像度が 2.5 度であることにより降水域 Cn を捉えきれなかったためであると考えられる.
2. 降水前の関東平野における地表面気温の上昇，海面更正気圧が低下した領域は再現された.
3. 降水後の地上気温の低下，降水域からの南への卓越した発散流は再現された.
4. 降水域からの南への発散流と東京湾，相模湾からの南風の収束域における地表面混合比と可降水量の高い領域は再現され，豊富な水蒸気が供給されたことが確認できた.

（2）初期値の誤差による気象場への影響

1. 関東平野の北西の山地に発生した降水域は，初期値の違いに関わらず，南東方向または南方向へ移動した.
2. 1 時間当たりの最大降水量は，初期値の違いによって降水量とピーク時刻にばらつきがあったが，南領域においてはどの計算結果も降水域の南下していく山地に位置していた.
3. 1 時間当たりの地上気温の最大低下量は，初期値の違いによって低下の大きさにはばらつきがあったが，北領域，南領域ともに，どの計算結果も降水域の南下する経路付近に位置していた.

（3）都市キャノピーモデルによる気象場への影響

本研究において研究の対象とした 1999 年 7 月 21 日に練馬で発生した事例では, 都市キャノピーモデルを用いることによる都市効果はほとんど見られなかった．このことは, 都市キャノピーモデルで用いたパラメーターの値が小さかったことや, 都市キャノピーモデルを用いなかった場合に適用される Noah-LSM で再現された都市効果との差が小さいことが考えられる．一方で, 豪雨の発生にとっては気象場が重要であり, 個々の降水に関して都市効果は本質的な要因ではないとも考えられる.

（4）降水域の南下の要因

本研究の WRF を用いた計算結果は, 初期値の違い, 都市キャノピーモデルの有無に関わらず, 関東平野の北西の山地で発生した降水域は，関東平野の南部まで南下した．これは，下層（高度 1km）における降水域の南側で降水からの南への発散流が卓越し，降水域の北側で，北の山地の降水からの発散流が見られること，中層（高度 3km）と上層（5km）において北西からの風，西風が支配的であることが要因であると考えられる．

（5）可降水量の時間変化量

本研究での WRF を用いた 1999 年 7 月 21 日の練馬での事例の再現実験においても，1 時間後の降水域となる領域で先行して可降水量の増加が再現された．このことより，可降水量の増加が降水発生を予測する一つの指標となることが再確認できた．

6　結論

WRF を用いて 1999 年 7 月 21 日の練馬での事例の再現実験を行った結果，関東平野の北西の山地で発生した降水域の南下や，関東平野における地上気温の上昇，また収束域での豊富な水蒸気量の供給といった特徴を概ね再現できた．

初期値の違いによる計算結果の比較では，1 時間当たりの最大降水量，1 時間当たりの地上気温の最大低下量にばらつきがあったが，それらの位置は概ね降水域の南下経路付近に位置しており，また初期値の違いに関わらず降水域は南東，南方向へ移動した．

都市キャノピーモデルを用いた都市効果の影響については，1999 年 7 月 21 日の練馬での事例についてはほとんど見られなかった．本研究での実験結果では，都市キャノピーモデルの有無による都市効果の違いよりも初期値の違いによる各気象場への影響が大きかったと考えられる．

降水域の南下については，下層（高度 1km）における降水域の南への発散流，中層（高度 3km）と高層（高度 5km）における北西からの風，西風が要因である．

降水域での降水発生前における可降水量の増加が再現できたことにより，可降水量の増加が降水発生を予測するための指標となることを確認できた．

1999 年 7 月 21 日の練馬での事例について，今回の実験結果より，関東平野の北西の山地で発生した降水域は，初期値の違いや都市効果の有無に関わらず，関東平野の南部まで南下してくることが示された．

7　謝辞

本研究を行うにあたって，本研究室の山崎孝治教授には，有益な御指導と御助言を頂いた．佐藤友徳特任教授には，有益な御指導と御助言を頂いた．露崎史朗教授には副査を担当して頂いた．これらの方には特に感謝し，心から御礼申し上げます．また，本研究に当たり，御助言をくださった本研究室の皆様にも深く感謝を申し上げます．

参考文献

神田　学，石田知礼，鹿島正彦，大石　哲（2000）：首都圏における局地的対流性豪雨と GPS 可降水量の時空間変動―1997 年 8 月 23 日の集中豪雨の事例解析―，天気，第 47 巻，第 1 号，7-15

Chen, F., and J. Dudhia（2001）：Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I : Model description and implementation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.129, pp.569-585

Chen, F., and J. Dudhia（2001）：Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part II : Model description and implementation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.129, pp.587-604

Chen, F., H. Kusaka, R. Bornstein, J. Ching, C. S. B. Grimmond, S. G-Clarke, T. Loridan, K. W. Manning, A. Martilli, S. Miao, D. Sailor, F. P. Salamanca, H. Taha, M. Tewari, X. Wang, A. A. Wyszogrodzki, and C. Zhang（2010）：The integrated WRF/urban modeling system: development, evaluation, and application to urban environmental problem, *International Journal of Climatology*, Vol. 31, No.2, pp.273-288

Kain, J. S.（2004）: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update, *J Appl. Meteor.*, Vol.43, pp.170-181

Kusaka, H., H. Kondo, Y. Kikegawa, and F. Kimura（2001）: A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models, *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 101, No. 3, pp. 329-358

Seko, H., Y. Shoji, and F. Fujibe（2007）: Evolution and Airflow Structure of a Kanto Thunderstorm on 21 July 1999（the Nerima Heavy Rainfall Event）, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 85, No. 4, pp. 455-477

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barkaer, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, J. G. Powers（2008）：A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR TECHNICAL NOTE, 125p