

琵琶湖周辺の対流性降水に地表面状態及び 局地循環が与える影響の検討

THE EFFECT OF LAND COVER AND LOCAL CIRCULATION ON CONVECTIVE PRECIPITATION AROUND THE LAKE BIWA

相馬 一義¹・田中 賢治²・中北 英一³・池淵 周一⁴

Kazuyoshi SOUMA, Kenji TANAKA, Eiichi NAKAKITA and Shuichi IKEBUCHI

¹学生会員 京都大学大学院 工学研究科都市環境工学専攻 (〒 606 京都市左京区吉田本町)

²正会員 工修 京都大学助手 防災研究所水資源研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)

³正会員 工博 京都大学大学院助教授 工学研究科都市環境工学専攻 (〒 606 京都市左京区吉田本町)

⁴フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所水資源研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)

In this study, the effect of land cover and thermally induced local circulation on convective precipitation in mountainous region around the Lake Biwa is investigated by numerical simulations. Firstly, numerical simulations, which have realistic land cover, are carried out on 15th Aug. 2001 (precipitation was observed around the Lake Biwa) and 14th Aug. 2001 (precipitation was not observed around the Lake Biwa) and it is found that both local circulation and atmospheric environment are important for the precipitation. Secondly, some numerical simulations which has imaginary land cover (forest is changed into paddy field) are carried out on 15th Aug. 2001 and it is found that transportation of water vapor by local circulation induced by heating from the land surface is more important for the precipitation than evaporation from the land surface.

Key Words : *nonhydrostatic atmospheric model, land-surface process, local circulation, the Lake Biwa Project, convective precipitation*

1. 序論

近年 1998 年 8 月に発生した那須豪雨や 2000 年 9 月に発生した東海豪雨のような集中豪雨による被害が深刻になっており, 集中豪雨を含むメソ β スケールの降水を予測する手段としてメソスケール数値気象モデルが重要となりつつある。

一方で, 神田ら (2000) ¹⁾ が行った首都圏で発生発達する積雲についての数値シミュレーション, Shinoda et.al (2002) ²⁾ が指摘した中国南部の水田が梅雨前線及び梅雨前線南側での深い対流雲に与える影響等, 地表面状態の違いがメソ β ~ γ スケールの積雲に少なからず影響を及ぼしていると考えられる事例が近年報告されている。しかし, メソスケール数値気象モデルにおいてどの程度まで地表面状態の違いを考慮すべきかについての検討はまだ十分ではない。

また, 積雲以外に地表面状態の違いが影響を及ぼしうるメソスケールの気象現象として, 地表面からの加熱の不均一性と地形の影響によって起こる海陸風, 山谷風等の局地循環がある。Kimura et.al (1995) ³⁾ は, 理想化した 2 次元の盆地を設定して局地循環のシミュレーションを行い, 盆地の地形スケールによる水蒸気及び

熱の水平輸送の違いを検討した。また, 岩崎ら (1998) ⁴⁾ は群馬県に降雹をもたらした積乱雲の出現特性について可降水量の日変動と関連付けて検討を行った。佐々木ら (2001) ⁵⁾ は夏期静穏日の関東地方において GPS 可降水量の日変動に注目した解析を行い, 関東北部や西部の山岳域及び関東平野の内陸部における可降水量の日変動が Kimura et.al (1995) ³⁾ が検討した局地循環による水蒸気の水平輸送で説明可能であることを指摘した。

しかし, 既往の研究では主に盆地, 山岳の地形スケールが局地循環に与える影響について検討しており, 地表面状態の違いが局地循環による水蒸気の水平輸送及び山岳域での対流性降水の発生に与える影響はこれまでほとんど検討されてこなかった。

以上を踏まえて, 本研究ではメソスケール数値気象モデルにおいてどの程度まで地表面状態の違いを考慮すべきか検討することを目指し, 山岳域で発生する対流性降水に対して地表面状態の違いが与える影響を検討する。具体的には, 琵琶湖プロジェクト集中観測が行われた 2001 年 8 月 15 日に琵琶湖周辺の山地域で観測された対流性降水の数値計算を行い観測値の解析と併せてその発生原因を考察し, 地表面状態を極端に変

えた数値実験を行って地表面状態の違いが与える影響を検討する。

2. 使用するモデル及び計算の設定

(1) 使用するモデル

本研究では、オクラホマ大学の CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms) で開発された非静力数値気象モデル ARPS (Advanced Regional Prediction System)⁶⁾ に陸面過程モデル SiBUC (Simple Biosphere model including Urban Canopy)⁷⁾ を導入したモデル⁸⁾ を使用する。SiBUC は植生、水体、都市の各サブモデルから構成され、一グリッド内の面積割合で加重平均して地表面フラックスを計算するモザイクモデルであり、植生モデルについては SiB (Simple Biosphere model)⁹⁾ を基にして水田モデルを加えるなどの改良がなされたものを使用している。

(2) 計算条件及び使用するデータ

本研究では RSM 上層と RSM 地上の GPV データを内挿して初期値、境界値を与えて図-1 左図に示す領域 (52×52, 16km 間隔) について計算を行い、One-way nesting を用いて図-1 右図に示す琵琶湖から飛騨山脈にいたる領域 (148×148, 1.5km 間隔) まで絞り込む。また、ADAS (ARPS Data Assimilation System)⁶⁾ を用いてアメダス、地上気象観測、高層気象観測 (図-1 に位置を示す) によって初期値を修正する。

ARPS のオプション設定は基本的に CAPS が推奨するものを用いる。主なオプションについては、降水過程として Lin-Tao による 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 次のクロージャースキームを、放射過程として大気についての放射伝達方程式を計算するオプションを用いる⁶⁾¹⁰⁾。

初期の陸面温度については大気最下層の気温と同じとして与える。海面温度については NOAA/ NASA AVHRR Oceans Pathfinder SST data (空間分解能約 9km) の一ヶ月平均値を用い、琵琶湖の水温については琵琶湖プロジェクト常設観測 (湖面) による水温の観測値を一ヶ月平均して与える。土壌水分量の初期値については、計算期間が夏期であるため土壌水分による蒸散の抵抗がかからないような値 (マトリックポテンシャルで -20m) を与える。

土地利用面積率、植生タイプの情報としては国土数値情報 (KS-202) (空間分解能約 100m) における 15 種類の土地利用を 7 つのカテゴリー (草地、森林、水田、畑地、裸地、都市域、水面) に再分類したデータセットを使用する¹⁰⁾。土壌タイプの情報としては、FAO の Digital Soil Map of the World のデータ (空間分解能約 10km) を砂、ローム、シルトの構成比から 11 種 (sand, loamy sand, sandy loam, silt loam, loam, sandy clay loam, silty clay loam, clay loam, sandy clay, silty clay, clay) に再分類したデータセットを使用する¹⁰⁾。

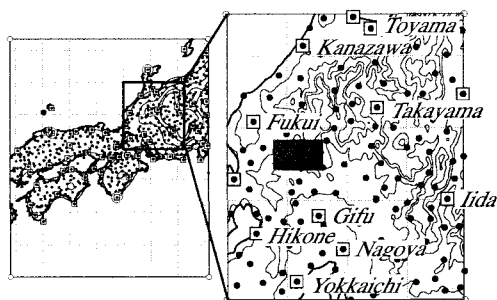


図-1 対象領域 (● AMeDAS 観測点, □ 地上気象観測点, ○ 高層気象観測点): ただし表-1, 4. 節, 5. 節で領域平均値を検討する際対象とする領域を右図に灰色で示す

(3) 本研究で行う数値計算の設定

本研究で検討を行う図-1 右図に示す領域においては、琵琶湖プロジェクト集中観測が行われた 2001 年 8 月 15 日と 14 日について 09:00JST から 18:00JST にかけて計算を行う。図-1 左図に示す領域においてはその 12 時間前から計算を開始する。以降現実の土地利用面積率を用いた 8 月 15 日についての再現計算を case1, 8 月 14 日についての再現計算を case2 と呼ぶ。また、5. 節で詳しく述べるように 8 月 15 日について地表面状態を変化させた数値実験 (case3, case4, case5) を併せて行う。それぞれの設定を表-1 にまとめて示す。陸面過程モデル SiBUC では植生毎に決まったアルベドや粗度等の地表面パラメータを与えるのではなく、各グリッド毎に植生放射伝達モデルや風速の鉛直分布等を解いて放射収支や地表面との摩擦を計算している。しかし、参考のために各種地表面パラメータに相当する値を 4. 節, 5. 節で検討の対象とする 13:00JST について琵琶湖北東の山地域 (図-1 右図に示す灰色の領域) でグリッド平均した値を表-1 に示す。

3. 検討に使用する指標の定義

(1) 可降水量

可降水量 (precipitable water) とは単位面積あたりの鉛直気柱に含まれる水蒸気量を水量に換算した量であり、式 1 で求めることができる。単位は kg/m^2 である。

$$PW = \int_0^{\infty} \rho_w dz \quad (1)$$

ただし、 ρ_w は単位体積の湿潤空気に含まれる水蒸気の質量である。本研究では、観測点の位置を測定するシステムである GPS (Global Positioning System) の誤差から算出した可降水量 (GPS 可降水量) を観測値として使用する。

(2) 水平方向水蒸気フラックス

本研究では水平方向水蒸気フラックスを式 2 のように定義する。単位は $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ となる。本研究では水蒸気の輸送を検討するためにこの指標を用いる。

$$PW\vec{u} = \int_0^{\infty} \rho_w \vec{u} dz \quad (2)$$

表-1 本研究で行う数値計算の設定とそれぞれの地表面パラメータ（ A は地表面アルベド、 B_o はボーエン比、 z_0 は粗度、ただしここに示す地表面パラメータは2.節で述べるように参考値である）

	大気場	土地利用	検討すること	A	B_o	$z_0(\text{m})$
case1	8/15（降水あり）	現実	Control run	0.08	0.64	0.40
case2	8/14（降水なし）	現実	大規模な大気場及び局地循環の影響	0.08	0.72	0.40
case3	8/15（降水あり）	森林→水田	地表面からの加熱と蒸発の違いによる影響	0.14	0.19	0.07
case4	8/15（降水あり）	森林→水田（運動量 flux 以外）	地表面との摩擦による影響	0.14	0.23	0.07
case5	8/15（降水あり）	森林→水田（運動量 flux のみ）	地表面との摩擦による影響	0.08	0.49	0.40

ただし、 ρ_w は単位体積の湿潤空気に含まれる水蒸気の質量であり、 $\bar{u}$ は水平風速である。

(3) SSI

本研究では、大気の静的安定度を定量的に示す指標として式3のように定義されるSSI(Showalter Stability Index)を用いる。SSIは対流性降雨に伴う発雷の有無をよく判別することが、田口ら（2002）¹¹⁾による代表的な安定度指数についての検討により示されている。

$$SSI = T_{500} - T_{850 \rightarrow 500} \quad (3)$$

ただし、 T_{500} は500hPaにおける環境の温度、 $T_{850 \rightarrow 500}$ は850hPaの空気塊を乾燥断熱的に凝結高度まで持ち上げ、その後湿潤断熱的に500hPaまで上昇させることで得られる温度である。SSIの値が小さいほど大気が不安定で対流性降水が発生しやすい環境であることを示す。850hPa面が標高よりも低い点については本研究では定義不能とする。

4. 局地循環及び大規模な大気場が対流性降水に与える影響の検討

(1) case1 と case2 における降水分布の違い

図-2 および図-3 にそれぞれ case1, case2 の計算結果及びレーダー・アメダス解析雨量を用いた12:00JSTから18:00JSTまでの6時間積算降水量の分布を示す。レーダー・アメダス解析雨量に見られる15日には木曽山脈及び飛騨山脈付近から発生した雨域が北西へ拡大して琵琶湖周辺に到達し、14日には飛騨山脈付近で雨域が発生するが琵琶湖周辺まで到達しなかったという特徴については再現計算でも表現されている。

図-4 に示す琵琶湖周辺の3時間平均可降水量では、12:00JSTの時点で14日では約40kg/m²、15日では約45kg/m²と、日中から午後にかけて15日の方が高くなっており、このことが14日と15日の降雨分布の違いをもたらしていると考えられる。

(2) 大規模な大気場による影響

図-5 に示す浜松における高層気象観測データの水平風速と比湿の時間高度断面図では、14日15:00JSTまで

は下層はほぼ無風で上層では西風が見られる状態であるが、14日21:00JST以降はほぼ全層にわたって東風が見られる。また、14日09:00JSTよりも15日09:00JSTで比湿が高くなっており、15日に見られる東風によって暖かく湿った空気が運ばれていると考えられる。

図-6 に気象庁が提供する850hPa面アジア太平洋高層天気図について日本付近の等高線を取り出したものを示す。14日から15日にかけてそれまで太平洋上に位置していた太平洋高気圧が日本海上へ移動しており、高層天気図上で等高線に沿って吹く地衡風の風向を考えると14日には南南東であったが15日には東に変化することがわかる。このことが15日における東風の原因と考えられる。また、15日には日本南方の海上に台風が接近しており、台風の接近による南からの水蒸気の供給が15日に比湿が高い原因として考えられる。

以上から、大規模な大気場を考えると14日と異なり15日にはより湿った空気が東風によって運ばれていたと考えられる。

(3) 局地循環による影響

以降では、図-2、図-3 に示す降水分布について特に case1 と case2 の差が顕著であった琵琶湖北東の山地域に注目し、また15日にその付近で降水が発生する16:00JSTの少し前、13:00JSTについて検討を行う。

図-7 に13:00JSTにおける case1 と case2 の可降水量と式(2)で定義した水平方向水蒸気フラックスを示すが、図-4と同様に、15日には14日と比べて琵琶湖北東の山地域において明らかに可降水量が大きくなっていることがわかる。水平方向水蒸気フラックスの矢印を見ると、14日には水蒸気の収束がみられず、南南東から北へ向かって通り抜けていることがわかる。これは、先に述べたように大規模な風向が14日では南南東であったことと対応しており、大規模な風向が日本海からの海風とちょうど逆向きであるため日本海からの海風や琵琶湖北東の山地域における山谷風循環がつぶされることが原因として挙げられる。逆に15日では大規模な風向が東であるため日本海からの海風や琵琶湖北東の山地域における山谷風循環がつぶされにくく、伊勢湾からの海風を合わせた局地循環が発達し山地域へ水蒸気を輸送していると考えられる。

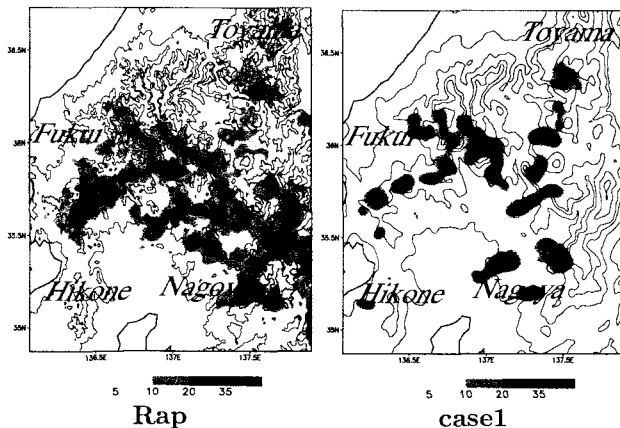


図-2 8/15 12:00JST-18:00JST 6 時間積算降水量 (mm)

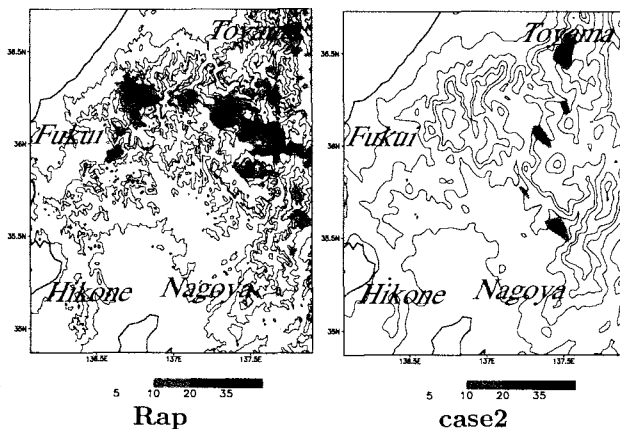


図-3 8/14 12:00JST-18:00JST 6 時間積算降水量 (mm)

図-8 に示す比湿の鉛直分布では、先に述べたように大規模な東風で運ばれた水蒸気によって case1 ではほぼ大気全層にわたって case2 よりも比湿が高くなっている。その中でも大気下層 (800hpa 付近) で約 0.002kg/kg と比湿の差が特に大きくなっており、佐々木ら (2001) 5) による関東地方での解析と同様に局地循環によって水蒸気が琵琶湖北東の山地域へ集められる効果が影響していると考えられる。

大気下層における水蒸気量が case1 で case2 よりも大きいと、図-9 に示すように琵琶湖北東の山地域において case1 で case2 よりも SSI が小さく、対流性降水が発生しやすい環境になっていると考えられる。

5. 地表面状態を変えた数値実験

(1) case1 と case3 における降水分布の違い

本節では地表面からの蒸発による水蒸気の供給と地表面からの加熱とのどちらがより降雨分布に影響を与えるか検討する。表-1 に示すように土地利用のみについて森林を水田に置き換え、地表面からの加熱を小さくして局地循環を抑制し、逆に地表面からの蒸発を増やした数値実験を行う (以降 case3 と呼ぶ)。case3 における 12:00JST から 18:00JST までの 6 時間積算降水量を図-10 に示すが、図-2 と比較すると琵琶湖北東の山地域で降水量が顕著に減少している。また、その付近で可降水量も減少していることが図-11 からわかる。

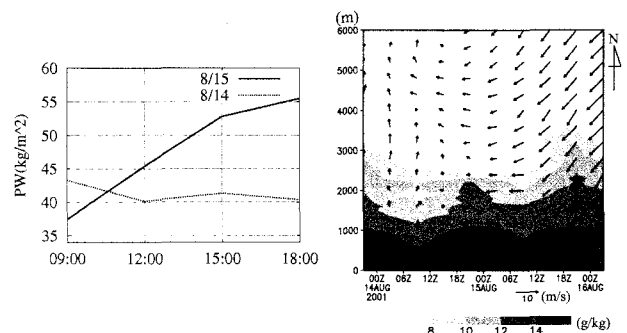


図-4 彦根における 3 時間平均の GPS 可降水量 (kg/m^2) 図-5 浜松における比湿 (g/kg) と水平風速ベクトルの時間高度断面図

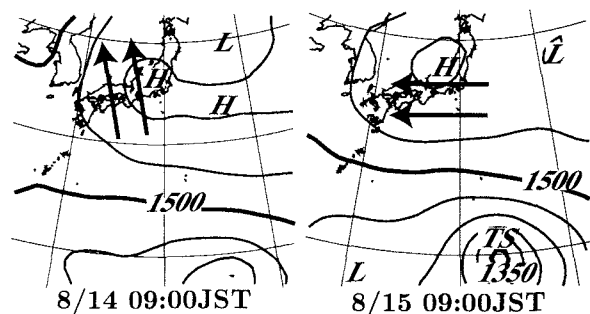


図-6 850hpa 面高層天気図 (実線:等高線, 矢印:地衡風)

(2) 地表面との摩擦の違いによる影響

次に、この降水量の違いが地表面との摩擦の違いではなく地表面からの加熱及び蒸発の違いに起因していることを確認するため、表-1 に示すようにさらに二通りの数値実験を行う。一つは土地利用について森林を水田に置き換えるが運動量フラックス (地表面との摩擦による応力) だけ森林のまま計算する数値実験 (以降 case4 と呼ぶ)、もう一つは土地利用は基本的にそのまま運動量フラックスを計算する際だけ森林を水田に置き換える数値実験 (以降 case5 と呼ぶ) である。case4, case5 における 12:00JST から 18:00JST までの 6 時間積算降水量を図-12 に示す。図-2, 図-10 と比較すると、case4 は case3 と、case5 は case1 とよく似た降水分布を示すことがわかる。

このことから、今回計算を行った事例では地表面との摩擦の違いよりも地表面からの加熱及び蒸発の違いが与える影響が大きいと考えられる。ゆえに以降は case1 と case3 のみを取り上げ検討を行う。

(3) 地表面からの加熱と蒸発の違いによる影響

以降では、図-2, 図-10 に示す降水分布について case1 と case3 の差が顕著であった琵琶湖北東の山地域に注目し、4. 節と同様に 13:00JST について検討を行う。

15 日 13:00JST において case1 の結果から case3 の結果を引いた値を、可降水量について図-11 に、顕熱フラックスと潜熱フラックスについて図-13 に示す。図-13 から意図したとおり case3 では地表面からの加熱が小さく、地表面からの蒸発が多くなっていることがわ

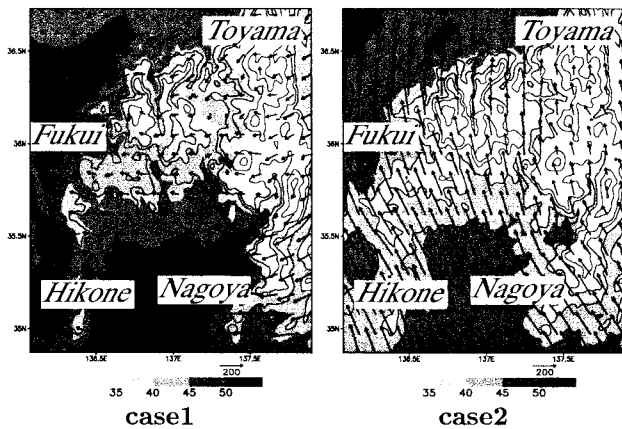


図-7 13:00JST 可降水量 (kg/m^2) と水平方向水蒸気フラックス (矢印: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

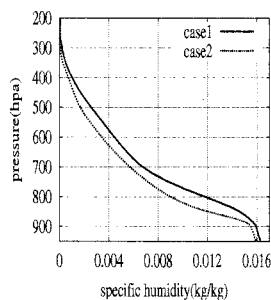


図-8 13:00JST 比湿の鉛直分布 (kg/kg : 図-1 右図に示す灰色の領域についてグリッド平均)

かる。また、図-11 から地表面からの蒸発量がより多い case3 よりも case1 において琵琶湖北東の山地域で可降水量が大きくなっていることが読み取れる。

その付近 (図-1 右図に示す灰色の領域) において初期時刻 (09: 00JST) から 13:00JST までの可降水量の変化、地表面からの積算蒸発量、周囲のグリッドからの積算水蒸気移流量についてグリッド平均した値を表-2 に示す。この表から、case3 では case1 と比べて蒸発量の増加以上に水蒸気移流量が減少していることがわかる。これは case1 と比べて case3 で地表面からの加熱が小さくなり局地循環が抑制され、局地循環による水蒸気の移流が小さくなったためと考えられる。

図-14 に示す比湿の鉛直分布から、地表面からの蒸発量が多いため 950hPa 面から 900hPa 面にかけては case3 で case1 よりも比湿が最大で $0.002\text{kg}/\text{kg}$ ほど高くなっているが、900hPa 面から 750hPa 面にかけて case1 で case3 よりも比湿が最大で $0.0015\text{kg}/\text{kg}$ ほど高くなっている。750hPa 面以上では case1 と case3 とで比湿の差は見られない。このように図-14 から case1 では case3 との蒸発量の差を埋め合わせる以上に大気下層で局地循環による水蒸気の輸送があることがわかる。

結果として大気下層の水蒸気量は case1 で case3 よりも若干多くなり、それに加えて地表面からの加熱が大きい case1 の方で大気下層がより暖められるため、図-15 に示すように琵琶湖北東の山地域において case1 では case3 よりも SSI が小さく、より対流性降水が発生しやすい環境になったと考えられる。

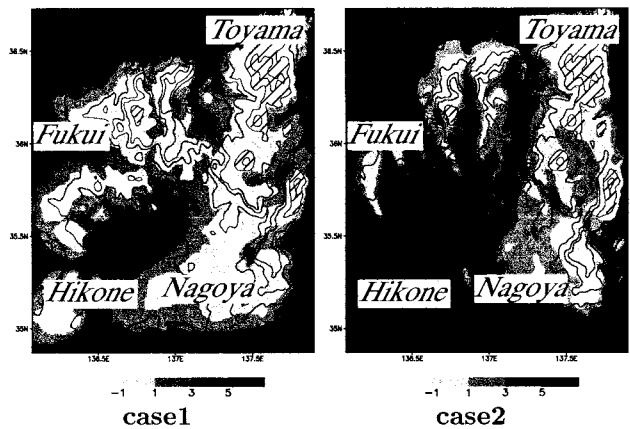


図-9 13:00JST SSI (K): 斜線は定義不能な領域

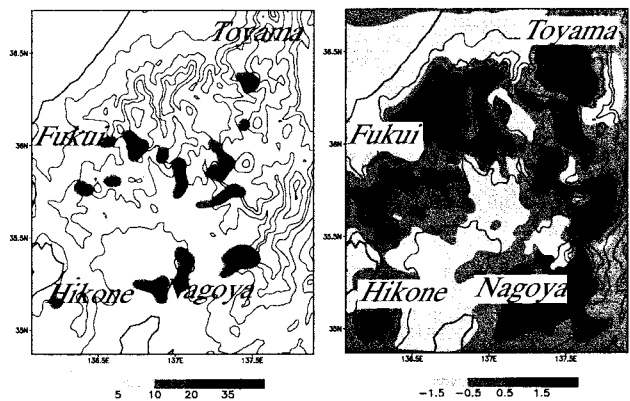


図-10 case3 12:00JST - 図-11 8/15 13:00JST 可降水量の差 (case1 - case3) (kg/m^2)

以上より、地表面からの蒸発量よりも地表面からの加熱とそれに起因する局地循環が 15 日に琵琶湖周辺で観測された対流性降水の発生に大きな影響を与えたと考えられる。

6. 結論

本研究では 2001 年 8 月 15 日に琵琶湖周辺で観測された対流性降水について発生原因を検討し、対流性降水に対して大規模な水蒸気輸送と同様に局地循環が重要な役割を果たしていたことを確認した。また、地表面状態を変化させた数値実験から、海から大規模な水蒸気の供給がある状況においては地表面からの蒸発よりも地表面からの加熱とそれに起因する局地循環による水蒸気の供給が重要となりうることが示された。

このことは海からの水蒸気供給が豊富な日本における、局地循環の影響が出やすい弱風晴天時に発生する対流性降水について当てはまることが予想される。それゆえメソスケールの降水予測においては地表面状態の中でも地表面からの加熱に影響を与える要素 (都市の存在、土壌水分量の初期値等) が重要である可能性が本研究から示唆された。

本研究で行った数値実験は地表面状態を極端に変えたものであったが、今後は陸面過程モデルによる地表面状態の表現の違い、観測誤差等を意識した地表面状

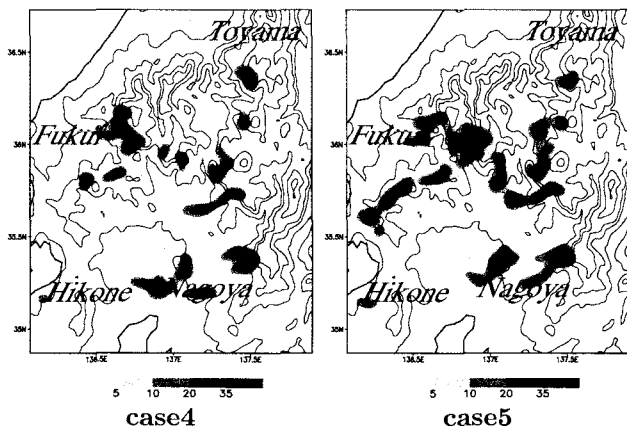


図-12 8/15 12:00JST-18:00JST 6 時間積算降水量 (mm)

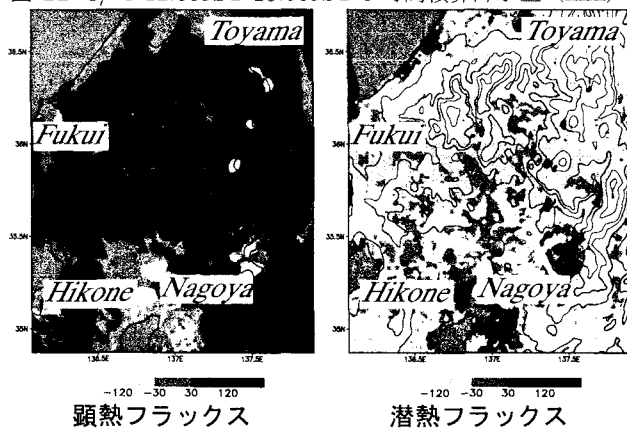


図-13 8/15 13:00JST 地表面フラックスの差 (case1 - case3) (W/m^2)

態の変化について検討する必要がある。また、狩野ら (2002)¹²⁾ は関東平野で突発的に発生する短時間強雨についても海風等の局地循環が重要であることを指摘しており、今後はそのような平野部における対流性降水についても検討を行う必要がある。

謝辞：本研究は科学研究費 基盤研究 (A)(1)13305033 「琵琶湖プロジェクト」(代表者：中北英一)の補助により行われました。また 3 時間平均の GPS 可降水量データは国土地理院の GEONET データを用いて文部科学省振興調整費による特別研究「GPS 気象学」プロジェクトにおいて作成されたものを、GPV データは日本気象協会関西本部の山路昭彦氏から提供していただいたものを用いました。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 神田学・井上祐史・鶴野伊津志：”環八雲”の数値シミュレーション, 天気, 47, pp.83-96, 2000.
- 2) Shinoda, T. and Uyeda, H.: Effective Factors in the Development of Deep Convective Clouds over the Wet Region of Eastern China during the Summer Monsoon Season, J. Meteor. Soc. Japan, 80-6, pp.1395-1414, 2002.
- 3) Kimura, F. and Kuwagata, T.: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, J. Appl. Meteor., pp.549-558, 1995.

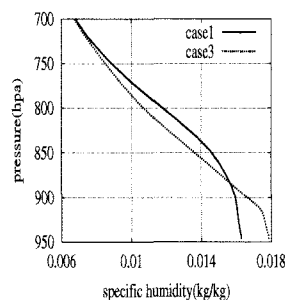


図-14 13:00JST 大気下層における比湿の鉛直分布 (kg/kg: 図-1 右図に示す灰色の領域についてグリッド平均)

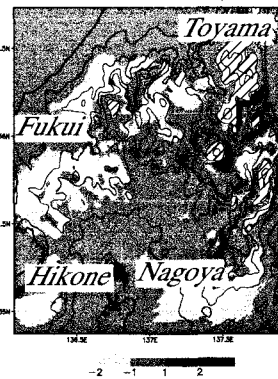


図-15 13:00JST SSI の差 (case1 - case3) (K): 斜線は定義不能な領域

表-2 8/15/09:00JST から 13:00JST までの可降水量の変化とその内訳 (kg/m^2 : 図-1 右図に示す灰色の領域におけるグリッド平均)

	case1	case3	case1 - case3
可降水量の変化	2.99	2.49	0.50
積算蒸発量	1.85	2.29	-0.44
積算水蒸気移流量	1.14	0.20	0.94

- 4) 岩崎博之・大林裕子：群馬県に降雹をもたらした積乱雲の出現特性, 天気, 45, pp.695-705, 1998.
- 5) 佐々木太一・木村富士男：GPS 可降水量からみた関東付近における夏期静穏日の水蒸気量の日変動, 天気, 48, pp.65-73, 2001.
- 6) Xue, M., Droegemeier, K.K., Wong, V., Shapiro, A. and Brewster, K.: Advanced Regional Prediction System (ARPS) Version 4.0 User's Guide, 1995.
- 7) 田中賢治・中北英一・池淵周一：琵琶湖プロジェクトの陸面過程モデリング, 土木学会水工学論文集, 第 42 巻, pp.79-84., 1998.
- 8) 相馬一義・田中賢治・中北英一・池淵周一：非静力数値気象モデルへの詳細な陸面過程モデルの導入, 土木学会水工学論文集, 第 48 巻, pp.127-132, 2004.
- 9) Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. and Dalcher, A.: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, J. Atmos. Sci., 43, pp.505-531, 1986.
- 10) 相馬一義・田中賢治・中北英一・池淵周一：ARPS による琵琶湖プロジェクト集中観測時の大気場の再現 (第二報), 京都大学防災研究所年報, 第 47 号 B, pp.831-850, 2004.
- 11) 田口晶彦・奥山和彦・小倉義光：SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境 II：安定度指数による雷雨の予測, 天気, 49, pp.649-659, 2002.
- 12) 狩野学・新井雅之・松本浩一・山田正：関東地方における海陸風が水蒸気混合比に与える影響に関する研究, 水文・水資源学会 2002 年研究発表会要旨集, pp.220-221, 2002.

(2004. 9. 30 受付)