

夏季の山地域における対流性降水に 土壌水分量の違いが与える影響

THE EFFECT OF SOIL MOISTURE ON CONVECTIVE PRECIPITATION
OVER THE MOUNTAINOUS REGION IN JAPAN
DURING THE SUMMER SEASON

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 博(工) 京都大学助手 防災研究所水資源環境研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)
³正会員 工博 京都大学教授 防災研究所気象・水象災害研究部門 (〒 611 宇治市五ヶ庄)
⁴フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所水資源環境研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)

In this study, the effect of soil moisture on convective precipitation in humid region is investigated by numerical simulations. Based on the observed soil moisture within the Lake Biwa basin, two numerical simulations are carried out in mountainous region around the Lake Biwa on 15th Aug. 2001 (during the intensified observation period of the Lake Biwa Project). One of them has the wettest initial condition of soil moisture and the other has the driest initial condition of soil moisture in Aug. 2001. It is found that realistic difference of initial condition of soil moisture can affect convective precipitation in humid region significantly and the drier condition of soil moisture causes the larger amount of precipitation.

Key Words : mesoscale atmospheric model, convective precipitation, soil moisture, the Lake Biwa Project, local circulation

1. 序論

土壌水分量が中長期の気候に与える影響は重要と考
えられており, これまで領域気候モデルや全球気候モ
デルを用いた検討が精力的に行われてきた. 例えば鼎
ら¹⁾は東アジア夏季を対象として領域気候モデルを用
いた数値実験を行い, 土壌水分量の分布の違いが降水
に与える影響を議論した. Koster et al.²⁾は北アメリカ
のグレートプレーンズ, サヘル地方, アフリカ大陸の
赤道付近及びインドに土壌水分が降水量に特に強い影
響を及ぼす地域が, 南アメリカ大陸, 中央アジア, 中国
にもある程度影響を及ぼす地域が見られることを全球
気候モデルを用いた数値実験によって指摘した.

中長期の気候と比べて, 短時間で局所的な降水に対
する土壌水分量の影響に関する研究事例は少ない. 北
アメリカのグレートプレーンズにおいて, dryline と呼
ばれる大きな水蒸気量の水平傾度を持つ前線に対する
土壌水分量分布の影響を検討した Shaw et al.³⁾等, 比
較的乾燥した地域についてはメソスケール気象モデル
を用いた検討が行われている. しかし, 日本のように
比較的湿潤な地域についてはこれまでほとんど検討が
行われておらず, 気象庁が提供する短期予報において

も土壌水分量の季節内変動は考慮されていない.

具体的には, 現業の短期予報で使用される気象庁非
静力学モデル(NHM)では, 土壌水分量の違い, 土地
利用の違い, 植生の季節変化が地表面熱収支に与える
影響がまとめて蒸発効率という一つのパラメータで表
現されている. NHMでは蒸発効率について土地利用ご
とに暖候期と寒候期の2つの値のみが設定されており,
土壌水分量の季節内変動等を考慮していない⁴⁾⁵⁾.

一方, 筆者ら⁶⁾は琵琶湖周辺の山地域における対流
性降水について, メソスケール気象モデルによる現実
の土地利用を用いた計算とすべての森林を水田に変化
させた実験を比較し, 地表面状態の違いが日本よう
な湿潤な地域においても短時間で局所的な降水に十分
大きな影響を与えていることを示した. しかし, この実
験では現実には起こりえないほど極端な地表面状態の
変化を設定しており, 現実には起こりうる土壌水分量
変動の範囲内での土壌水分量初期値の違いが短時間で局
所的な降水に影響を与えるかは明らかでない.

以上を踏まえて, 本研究では, 日本のような湿潤地
域における短時間で局所的な降水に対して, 現実には
起こりうる土壌水分量変動の範囲での土壌水分量初期
値の違いが影響しうるか検討する. 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 日に琵琶湖周辺で観測された対流性降水について、土壌水分初期値を 2001 年 8 月に琵琶湖流域で観測された最も湿潤な状態と最も乾燥した状態に設定し、メソスケール気象モデルを用いた数値実験を行う。

2. 使用するモデルの概要

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)⁷⁾ に陸面過程モデル SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy)⁸⁾ を導入したモデル⁹⁾ 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、気象モデルのグリッド内に存在する各土地利用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)¹⁰⁾ 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。

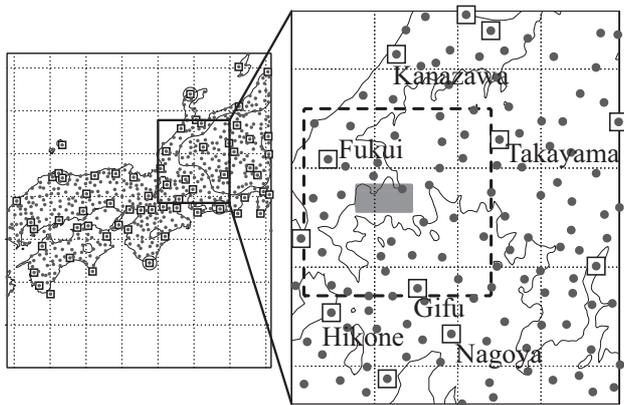


図-1 計算領域及び 4. 節で検討の対象とする解析領域。右図の破線で囲まれた領域を解析領域 1、灰色で塗りつぶされた領域を解析領域 2 と呼ぶ。□ は AMeDAS 観測点、○ は地上気象観測点、△ は高層気象観測点を表す。

3. 数値実験の設定

(1) 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)⁷⁾ を用いて AMeDAS、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⁷⁾。

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。土壌分類の情報としては、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。

(2) 土壌水分初期値の設定

陸面過程モデル SiBUC の植生地モデルでは地中の水収支に関して表層 (第一層)、根層 (第二層)、再補給層 (第三層) の 3 層を考慮している⁸⁾。本研究では表-1 に示すように、根層の土壌水分初期値を乾燥した状態に設定した実験 (DRY) と、非常に湿った状態に設定した実験 (WET) の二通りを行う。

最初に根層の初期値を設定するのは、植生の被覆率が高い夏季の日本では、SiBUC の植生地モデルにおいて地表面からの直接蒸発を計算する際に用いられる表層の土壌水分量よりも、植生からの蒸散を計算する際に用いられる根層の土壌水分量が重要と考えられるためである。土壌水分量の初期値をマトリックポテンシャル (土壌が持つ水の吸引圧を水柱高の低下量で表したもので与えるのは、SiBUC の植生地モデルでは根層のマトリックポテンシャルに応じて蒸散の抑制が行われるためである。

根層について計算領域で水平一様に土壌水分初期値を与え、鉛直分布については式 (1) に示すように重力と釣り合う状態を仮定する。

$$\psi_i = (z_i - gw) + \psi_s, \quad (i = 1, 2, 3) \quad (1)$$

ψ_i は i 層のマトリックポテンシャル (m)、 ψ_s は土壌分類ごとに与えられる飽和時のマトリックポテンシャル (m)、 z_i は植生ごとに与えられる i 層の中心の深さ (m)、 gw は地下水面の深さ (m) である。

ただし、DRY の設定における地下水面は非常に低く、日本のような湿潤地域では現実的でないため、再補給層についてのみ根層のマトリックポテンシャルが -20m (蒸散に抵抗がかからない湿潤な状態) としたときの値を用い、土壌の深い層はしめっているが蒸発散によって表層から根層の土壌水分が失われた状態を表現する。

(3) 設定した土壌水分初期値と観測値との比較

琵琶湖プロジェクト常設観測点 (森林) における地中 10cm から 30cm の TDR (Time Domain Reflectom-

表-1 各数値実験における根層の土壌水分量初期値と 12JST の計算結果より求めたポーエン比。ただしポーエン比は図-1 右図に示す解析領域 2 でのグリッド平均。

	土壌水分量初期値 (マトリックポテンシャル)		ポーエン比
WET	-0.36(m)	領域一様	0.58
DRY	-130.0(m)	領域一様	1.04

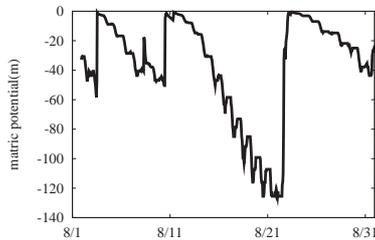


図-2 琵琶湖プロジェクト常設観測（森林）における深さ 10 ~ 30cm のマトリックポテンシャルに変換した土壌水分量（2001 年 8 月）。

etry) による土壌水分量観測値をマトリックポテンシャルに変換したものを図-2 に示す。

変換の際にはまず、TDR で観測される体積含水率を、8 月で最も高い値を飽和体積含水率と考えて飽和度に変換する。次に、Clapp and Hornberger の関係式 (2) を用いてマトリックポテンシャルへの変換を行う¹¹⁾。

$$\psi = \psi_s W^{-B} \quad (2)$$

ここに、 W は飽和度、 ψ はマトリックポテンシャル (m)、 ψ_s は土壌分類ごとに与えられる飽和時のマトリックポテンシャル (m)、 B は土壌分類ごとに与えられる定数である。 ψ_s 、 B 等のパラメータについては、FAO の Digital Soil Map of the World のデータからこの観測点における土壌分類を sandy clay と判断し、陸面過程モデル SiB2 で用いられる値¹²⁾を使用する。

表-1 及び図-2 より、観測値と比較すると WET で設定した土壌水分量は sandy clay の飽和時の値であり、降雨直後の最も湿った状態に相当している。また、DRY で設定した土壌水分量は 2001 年 8 月の中でもっとも乾燥した状態に相当している。

8 月の月積算降水量を日本全国の AMeDAS 観測点（ただし欠測時間が全体の 1 割未満の点のみ）で平均した値で見ると、2001 年は 182.2mm と 1980 年から 2001 年までの 22 年間で多い方から 13 番目に位置しており、代表的な渇水年である 1994 年のように極端に降水量が少ないわけではない。以上から、WET と DRY で設定した土壌水分量は夏季の琵琶湖流域で起こりうる現実的な土壌水分量変動の範囲内に収まっているといえる。

4. 数値実験の結果と考察

(1) 対象とする事例の概要

本研究で数値実験の対象とする琵琶湖プロジェクト集中観測時の 2001 年 8 月 15 日の事例については筆者ら⁶⁾が詳細に検討しているが、その概要を以下に述べる。

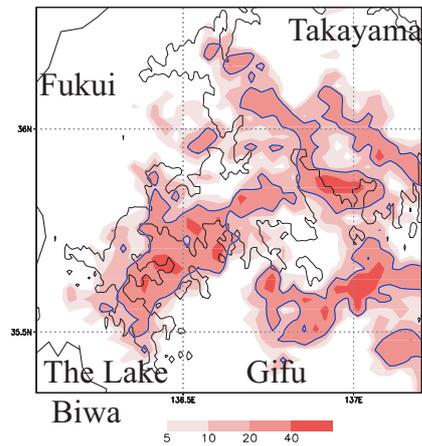


図-3 レーダーアメダス解析雨量による観測値における 2001 年 8 月 15 日 12JST から 18JST までの積算降水量 (mm)。太い青線は積算降水量 20mm を表す。

図-3 に 12JST から 18JST まで 6 時間積算したレーダーアメダス解析雨量を示すが、飛騨山脈、木曾山脈から琵琶湖北東の山地域にかけて降水域が見られ、琵琶湖プロジェクト集中観測が行われた琵琶湖北東岸からもこの降水は確認することができた。図-4 に 13JST と 17JST における GMS5-ir1 センサの輝度温度を示すが、13JST に飛騨山脈、木曾山脈付近で積雲が発生し、17JST には琵琶湖付近まで雲域が到達している。

この日は図-5 に示す地上天気図からわかるように、日本列島全体が太平洋高気圧に覆われた静穏な夏季晴天日であるが、南の海上に接近した台風から太平洋高気圧の縁辺をとって供給された水蒸気が、伊勢湾及び日本海からの海風と山地域での谷風からなる局地循環によって山地域に供給され、琵琶湖北東の山地域で積雲が発達しやすい状態になっていたと考えられる。

以降本研究では、注目する降水域が観測された琵琶湖北東の山地域を中心とした領域（図-1 右図に示す解析領域 1）について、数値実験の結果を検討する。

(2) WET と DRY における降水分布の違い

12JST から 18JST までの 6 時間積算降水量について、WET の結果を図-6(a) に、DRY の結果を図-6(b) に示す。図-3 に示す観測値と図-6(a)(b) に示す計算結果とを比較すると、計算結果では観測値よりも降水域が山地上に集中する傾向があるが、琵琶湖北東の山地域まで降水域が到達することについては表現できている。

図-6(a) と図-6(b) を比較すると、DRY の方で WET と比較して琵琶湖北東の山地域で 20mm 以上の降水域が拡大し、降水量が増大している。降水量の差が大きい図-1 右図の解析領域 2 について 12JST から 18JST までの 6 時間積算領域平均降水量を求めると、WET で 17.2mm、DRY で 23.8mm であり、DRY では WET に対して降水量が約 38.4% 増大している。

3. 節で述べたように WET と DRY で設定した土壌水分量の違いは夏季の琵琶湖流域で起こりうる現実的な土壌水分量変動の範囲内であるため、日本のような

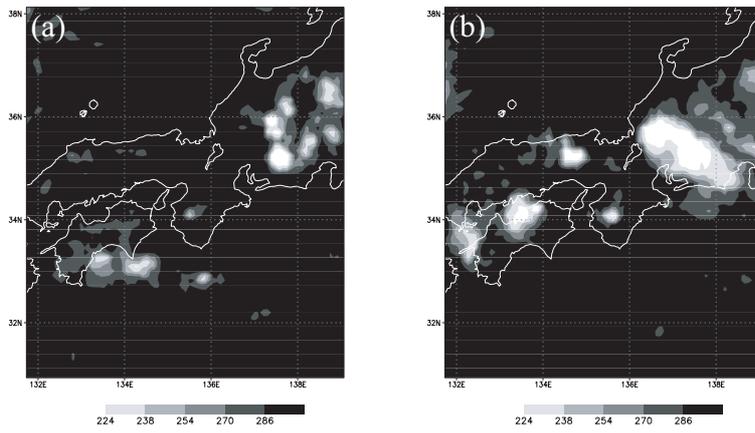


図-4 GMS5 ir1 で観測された輝度温度 (K) . (a) は 8 月 15 日 13JST , (b) は 17JST の図である .

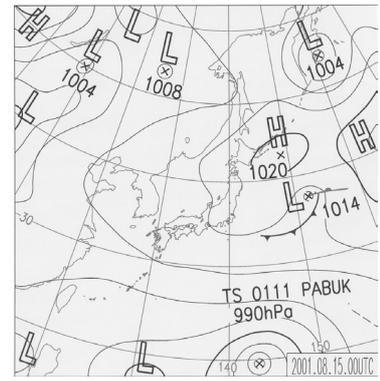


図-5 8 月 15 日 09JST の地上天気図 .

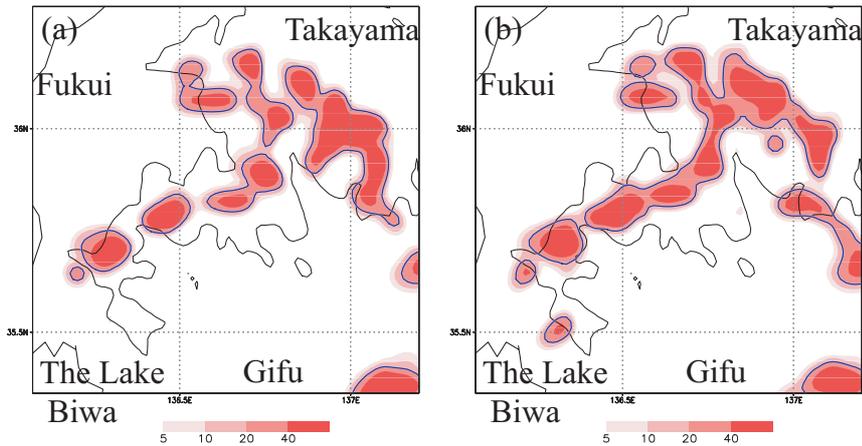


図-6 数値実験における 2001 年 8 月 15 日 12JST から 18JST までの積算降水量 (mm) . 太い青線は積算降水量 20mm を表す . (a)WET の結果 , (b)DRY の結果 .

湿潤地域における短時間で局所的な降水においても現実的な土壌水分の違いが十分大きな影響を及ぼしていることが示されたといえる .

(3) 大気の静的安定度についての検討

DRY の方で WET と比べて琵琶湖北東の山地域において降水量が増大する原因について、琵琶湖北東の山地域で降水が発生する 15~16JST の少し前、12JST に注目して検討を行う .

図-7 に式 (3) のように定義される SSI (Showalter Stability Index) について DRY の結果から WET の結果を引いた図を示す . SSI は大気の静的安定度を定量的に示す指標であり、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 . SSI は対流性降水に伴う発雷の有無をよく判別することが、田口ら¹³⁾ 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 (図-7 において斜線で示す領域) .

12JST における SSI の値は WET、DRY とともに山地では 0K 未満であり (図示せず)、対流性降水が発生しやすい状態であるが、図-7 より、琵琶湖北東の山地域において DRY では WET よりも SSI が最大 1K 程度小さく、大気がより不安定になっている . このことが DRY で降水量が増大した原因と考えられる .

(4) 大気の静的安定度に違いが生じる原因

顕熱フラックス及び潜熱フラックスについて DRY の結果から WET の結果を引いた図を図-8、図-9 にそれぞれ示す . これらの図から、WET に比べて DRY では顕熱フラックスが差の顕著なところで $90\text{W}/\text{m}^2$ 程度大きく、潜熱フラックスが $90\text{W}/\text{m}^2$ 程度小さいことがわかる . 図-8、図-9 で格子状の模様が見えるのは、土壌分類の情報として水平格子間隔 10km と気象モデルの水平格子間隔に比べて解像度の荒いデータを使用しているためである .

地表付近の温位及び可降水量 (鉛直積算した水蒸気量) について DRY の結果から WET の結果を引いた図を図-10、図-11 にそれぞれ示す . これらの図に見られるように、琵琶湖北東の山地域において地表付近の温

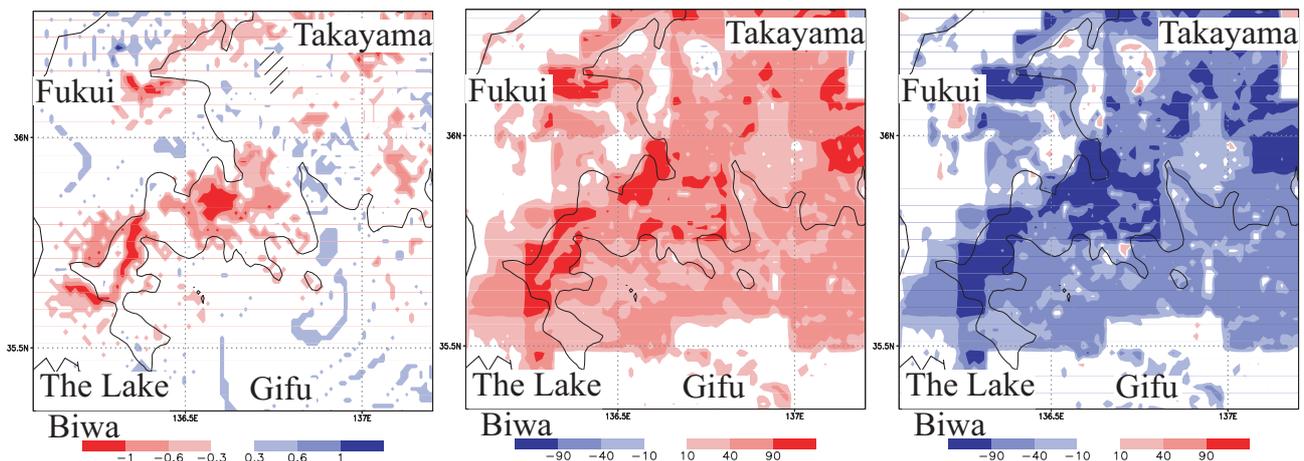


図-7 12JSTにおけるDRYとWETとのSSIの差(K)．斜線はSSIが定義不能な領域．
 図-8 12JSTにおけるDRYとWETとの地表付近での顕熱フラックスの差(W/m^2)．
 図-9 12JSTにおけるDRYとWETとの地表付近での潜熱フラックスの差(W/m^2)．

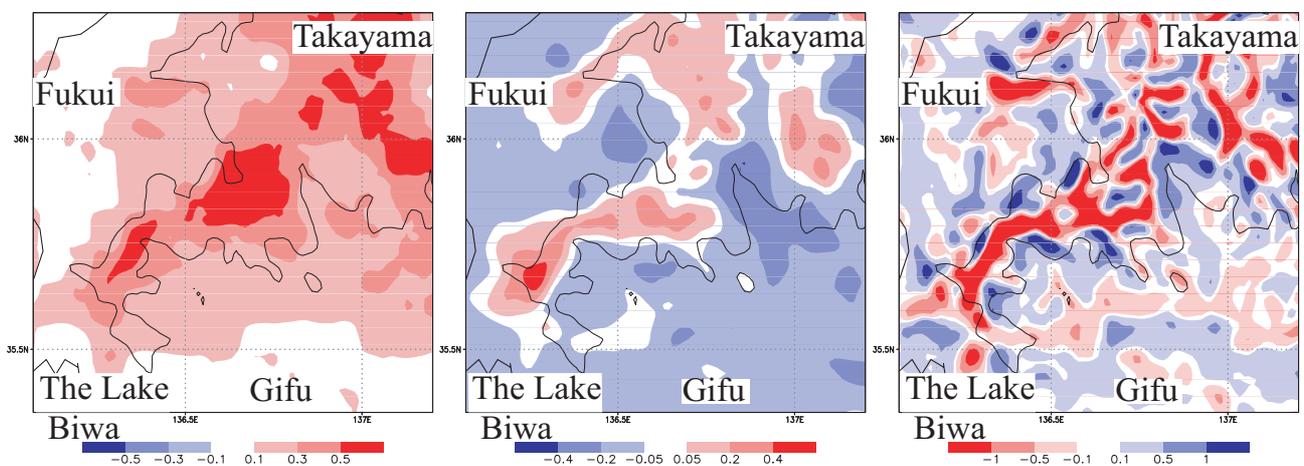


図-10 12JSTにおけるDRYとWETとの地表付近での温位の差(K)．
 図-11 12JSTにおけるDRYとWETとの可降水量の差(kg/m^2)．
 図-12 12JSTにおけるDRYとWETとの水平風の発散の差($10^{-4}/s$)．

表-2 8月15日09JSTから12JSTまでの可降水量の変化とその内訳(kg/m^2)．値は図-1右図に示す解析領域2におけるグリッド平均．

	WET	DRY	DRY - WET
可降水量の変化	1.76	1.83	0.07
積算蒸発量	1.34	1.14	-0.20
積算水蒸気収束量	0.42	0.69	0.27

位、可降水量ともにDRYで大きく、大気下層がより暖かく湿っているためにDRYで安定度がより小さくなったと考えられる．地表付近の温位がDRYで大きいのは図-8に示すように地表面からの加熱が大きいことが原因である．図-9に示すように地表面からの蒸発量がDRYの方で小さいにもかかわらず山地域にっては可降水量がDRYで大きくなる理由については以下で検討する．

降水量及び可降水量の差が大きい領域(図-1右図に示す解析領域2)における09JSTから12JST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収束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、DRYではWETと比べて蒸発量の減少以上に水蒸気収束量が増加していることがわかる．これはWETと比べてDRYでは地表面からの加熱が大きくなり、谷風が強化され、図-12に示すように琵琶湖北東の山地域における収束が強化された結果、山地上へ輸送される水蒸気が大きくなったためと考えられる．

12JSTにおける大気下層での比湿の鉛直分布を図-13に示すが、750hpaより下層でのみWETとDRYにおける比湿の違いが見られる．960hpaから870hpaではWETの方で最大0.4g/kg程度比湿が大きい、これはWETの方で蒸発量が多いこと、またDRYの方ではWETに比べて局地循環による収束に伴う上昇流が強いため水蒸気が地表付近から上方へ運ばれやすいことが原因である．870hpaから750hpaではDRYの方で最大0.4g/kg程度比湿が大きく、DRYとWETとの蒸発量の差を埋め合わせるだけの水蒸気が大気下層で局地循環によって輸送されていることがわかる．

以上の議論では、筆者ら⁶⁾が行った現実の土地利用とすべての森林を水田に変化させた実験との比較と、実

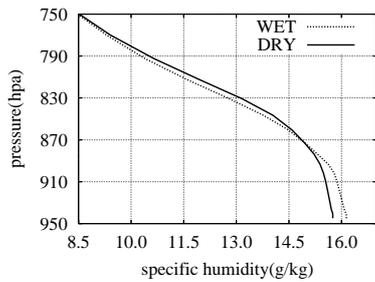


図-13 12JSTにおける大気下層での比湿の鉛直プロファイル。

験間の差は小さいが同様のメカニズムが成り立っている。このことから現実的な範囲の土壌水分量変動に対しても、筆者ら⁶⁾が指摘した地表面からの加熱とそれが引き起こす局地循環による収束及び水蒸気輸送の違いが重要であることが確認されたといえる。

5. 結論と今後の展望

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、土壌水分量初期値を2001年8月に琵琶湖流域で観測された最も湿潤な状態と最も乾燥した状態に設定して数値実験を行い両者を比較した。

その結果、現実には起こりうる土壌水分量変動の範囲内での土壌水分量初期値の違いが、短時間で局所的な降水に十分大きな影響を与え得ることが示された。また、その際地表面からの加熱とそれに起因する局地循環による風の収束とそれに伴う水蒸気輸送の違いが重要な役割を果たすことを確認した。

以上より、日本のような湿潤地域におけるメソスケール数値気象モデルを用いた短期予報においても、土壌水分量の季節内変動を考慮して土壌水分量初期値を与える必要のあることが示唆される。

本研究では領域一様な土壌水分量初期値を設定した数値実験のみを行ったが、今後は領域内の土壌水分量分布が影響を与えうるかについても検討を行う必要がある。領域内の土壌水分量分布を検討するためには土壌水分量の面的なデータが必要であるが、日本では土壌水分量が測定されている地点が非常に少ない。そのため、気象観測データを内挿して大気境界条件を作成し、陸面過程モデルの計算を行う陸面データ同化(LDAS)を用いて土壌水分量分布を推定する必要がある。

日本ではAMeDASや降水レーダをはじめとする稠密な地上気象観測網が存在するため、このような陸面データ同化によって比較的精度のよく土壌水分量を推定できることが期待でき、短期予報において土壌水分量の季節内変動を考慮して土壌水分量初期値を与える際にも有効な手段となり得ると考えられる。

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、本研究で使用した琵琶湖プロジェクト常設観測点(森林)のデータは愛媛大学農学部の戎信宏助教授から、GMSのデータは千葉大学環境リモートセンシング研究センター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) 鼎信次郎・沖大幹・虫明功臣: 領域気候モデルを用いた土壌水分が降水に与える影響の分析, 水文・水資源学会誌, 第11巻, pp.482-491, 1998.
- 2) The GLACE Team: Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu P., Lu C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y. and Yamada, T.: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation, Science, Aug, 2004, pp1138-1140, 2004.
- 3) Shaw, B. L., Pielke, R. A., Ziegler, C. L.: A Three-Dimensional Numerical Simulation of a Great Plains Dryline, Monthly Weather Review, 125, pp1489-1506, 1997.
- 4) 熊谷幸浩, 斉藤和雄, 吉田優, 新野宏: 気象庁非静力学モデルの陸上の地表面過程の改良, 2003年度気象学会秋季大会講演予稿集, pp.57, 2003.
- 5) Japan Meteorological Agency: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency, 2002.
- 6) 相馬一義, 田中賢治, 中北英一, 池淵周一: 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, 土木学会水工学論文集, 第49巻, pp.259-264, 2005.
- 7) Xue, M., Droegemeier, K.K., Wong, V., Shapiro, A. and Brewster, K.: Advanced Regional Prediction System(ARPS) Version 4.0 User's Guide, 1995.
- 8) Tanaka, K.: Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto Univ., 2004.
- 9) 相馬一義, 田中賢治, 中北英一, 池淵周一: 非静力学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.
- 10) 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, 505-531, 1986.
- 11) Clapp, R. B. and Hornberger G. M.: Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties, Water Resources Research, 14, pp601-604, 1978.
- 12) Sellers, P. J., Sietse, O. L., Tucker, C.J., Justice, C. O., Dazlich, D. A., Collatz, G.J. and Randall, D.A.: A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part II: The Generation of Global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data, J. Climate, 9, pp.706-737, 1996.
- 13) 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.

(2005. 9. 30 受付)