

## 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)

相馬一義\*・田中賢治・中北 英一\*・池淵 周一

\* 京都大学大学院工学研究科

### 要 旨

近年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 $\beta$ 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有力視されている。本研究では、メソスケール数値気象モデルにおいて地表面状態をどの程度詳細に表現する必要があるか検討することを目指し、メソスケール数値気象モデル ARPS (Advanced Regional Prediction System) に陸面過程モデル SiBUC を導入し、水田や都市を含む地表面状態の不均一性を従来のモデルよりも忠実に再現できる非静力数値気象モデルを構築し、2001 年の琵琶湖プロジェクト集中観測時の再現計算を通して精度の検証を行った。また、琵琶湖プロジェクト集中観測時に観測された熱雷について、観測値の解析及び開発したモデルによる数値シミュレーションから、その発生原因を考察し、総観規模の水蒸気輸送と同様に陸面過程の影響を強く受ける局地循環が重要な役割を果たしていたことを確認した。

**キーワード：**琵琶湖プロジェクト、局地循環、熱雷、メソ気象モデル、陸面過程モデル

### 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目立つようになった。集中豪雨は短時間に発生発達するため、台風など他の気象災害に比べて予測が困難であり、そのため貯水池操作や警報の発令などの対策をとる時間的余裕を確保するのが困難となり大きな被害をもたらす原因となっている。

集中豪雨に対して対策をとるためには空間スケールとしては各河川の流域スケールで、時間スケールとしては 6 時間程度先まで予測精度を確保できるような予測手法を用いる必要がある。その要求を満たす予測手法としては、従来の数値気象モデルよりも

空間スケールの細かい地形を考慮でき、積雲が発生し雨が降る過程をより詳細に考慮した非静力数値気象モデルを用いた予報が現在もっとも有望であると考えられ、気象庁では現在集中豪雨を含むメソ $\beta$ スケールの気象現象の予測精度の向上を図るために、非静力学モデル (MRI/JMA-NHM) を予報業務に導入することを検討している。

同時に気象モデルに対して下側境界条件を与える陸面過程モデルについての研究も盛んに行われており、特に大気大循環モデルに関しては SiB (Sellers et al., 1986), ISBA (Noilhan et al., 1989) 等様々なモデルが開発され使用されている。先に述べた集中豪雨を含むメソ $\beta$ スケールの気象現象を表現できる非静力気象モデルについても (Pleim et al., 1995),

(Chen et.al, 2001) 等, 現在進行形ですすめられている。

一方, 近年 (Shinoda et.al, 2002) が中国南部の水田の存在による潜熱フラックスの増加が梅雨前線への水蒸気の供給源及び梅雨前線南側での深い対流の発生の原因になっている可能性を指摘した事例等, アジアモンスーン地域に特徴的な土地利用である水田がメソ  $\beta \sim \gamma$  スケールの降水を伴う気象現象に少なからず影響を及ぼしていると考えられる事例が報告されている。

また, (神田ら, 2000) が行った数値シミュレーション等, 都市の存在によるヒートアイランド現象が積雲の発生に与える影響も指摘されている。

以上より, メソ  $\beta$  スケールの降水予測に使用可能な非静力数値気象モデルについても地表面状態をどの程度詳細に表現する必要があるか, 特に従来の陸面過程モデルでは十分に考慮されてこなかった水田や都市の影響をどこまで組み入れる必要があるのかについて検討していくことが必要となってくると考えられる。

(田中ら, 1998b) は JSM (Japan Spectral Model) にそのような水田や都市の存在を考慮できる陸面過程モデル SiBUC (Simple Biosphere Model including Urban Canopy) (田中ら, 1994) (田中ら, 1998a) を導入したモデルを構築したが, JSM は静水圧の仮定を用いた静力学モデルであり, メソ  $\beta$  スケール以下の降水予測には適していない。

以上をふまえて本研究では非静力数値気象モデル ARPS (Advanced Regional Prediction System) (Xue et al., 1995) に陸面過程モデル SiBUC を導入し, 水田や都市を含む地表面状態の不均一性を従来のモデルよりも忠実に再現できる非静力数値気象モデルを構築する。さらに同モデルを様々な陸面水文過程を含んでおり, 気象庁のルーチン観測のデータに加えて琵琶湖プロジェクトの常設観測/集中観測データを得ることができる琵琶湖流域に適用し, 夏季晴天日の大気場を再現しその精度を検証する。

また, それを通して琵琶湖プロジェクトの一環として 2001 年琵琶湖プロジェクト集中観測時の大気場を評価し, 地表面状態の表現の違いによる顕熱フラックスの分布の変化が局地循環の形態を変化させ, 大気下層において水蒸気及び風の収束をもたらす降水分布を変化させる様子を追跡することを第二の目的とする。

## 2. モデルの概要

### 2.1 非静力数値気象モデル ARPS の概要

本研究で大気モデルとして使用する ARPS は, オクラホマ大学のストーム解析予報センター CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms) で開発された非静力数値気象モデルである。

オリジナルの ARPS では大気下面の境界条件を与える陸面過程モデルとして ISBA (Interactions between the Soil Biosphere and Atmosphere) (Noilhan et al., 1989) を基に開発されたモデル (Pleim et al., 1995) を用いることができる。ISBA は植生地モデルのみで構成され, 土壌の熱容量, 土壌水分, 植物による降水の遮断, 接地境界層における空気力学的輸送過程を取り扱っている。また, ISBA では水田や都市の存在は考慮されていない。

### 2.2 陸面過程モデル SiBUC の概要

SiBUC は, 1 つのグリッドの中を都市域, 水体, 植生地に分類しそれぞれの領域でフラックス計算をし, その合計 (面積割合で加重平均) を大気側に渡すモザイクモデルになっている。その結果, 従来の陸面過程モデルでは植生地に対して面積率が小さいため十分に考慮されてこなかった都市域や水体の影響を反映することができる。植生地モデルは Sellers らによって開発された SiB (Simple Biosphere Model) (Sellers et al., 1986) に, 水田モデルを加えたものになっており, アジアモンスーン地域における陸面過程をより忠実に再現できると考えられる。

### 2.3 ARPS への SiBUC の導入

ARPS で使用されている ISBA は, Fig. 1 に示すように地表面フラックスの計算を行う `sfcflx` の下の 2 つのサブルーチン (`soilebm`, `soildiag`) で構成されている。これら 2 つのサブルーチンの代わりに SiBUC を呼び出す。その際 Fig. 1 に示すように, (田中ら, 1998b) に従い, GIM (Grid Information Manager) を用いて, グリッドについての状態量やグリッド情報 (土地利用面積率や植生タイプ) 等の入力情報を SiBUC へ渡し, SiBUC は一次元の陸面過程について計算を実行し, 地表面フラックスや更新された予報変数 (地温・土壌水分等) を SiBUC から受け取る構成をとる。

大気境界層内の参照レベルは, 大気第二層に設定する。SiBUC の出力である各種地表面フラックスも大気第二層に渡される。顕熱フラックスは ARPS の熱エネルギー方程式の生成消滅 (非断熱加熱) 項

に、潜熱フラックスは水物質の保存式の生成消滅項に、運動量フラックスは運動方程式のサブグリッドスケールの乱流や数値混合を含む項に付加される。

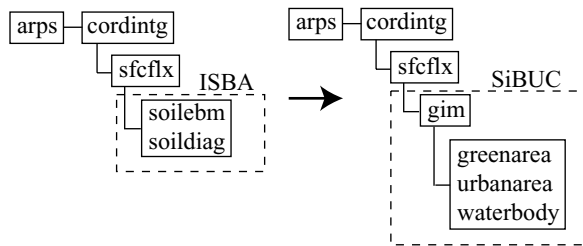


Fig. 1 Coupling SiBUC with ARPS

## 2.4 モデルの評価に用いる力学的指標

本研究では1.節で述べたように、顕熱フラックスの不均一性に起因する局地循環と、それによる水蒸気の輸送及び下層風の収束が積雲の発生にどのような影響を与えるかを追跡する。多くの場合、気象モデルの出力結果である気象要素の3次元分布をそのまま用いて検討するよりも物理指標に代表させて検討する要素の数を減らす方が有効である。

本研究では、大気の静的安定度についてCAPE (convective available potential energy, 対流有効位置エネルギー)とCIN (convective inhibition, 対流抑制)を、水蒸気の輸送についてPW (precipitable water, 可降水量)と本節で定義する水平方向水蒸気フラックスを考察に用いる。

### (1) 水平方向水蒸気フラックス

本研究では(鼎ら, 1998)と同様に、水平方向水蒸気フラックスを(式1)のように定義する。単位は $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ となる。

$$PW\vec{u} = \int_0^\infty \rho_w \vec{u} dz \dots\dots\dots (1)$$

## 3. 琵琶湖流域における夏季晴天日の局地循環-2001/8/14を事例として

2001年8月14日は琵琶湖プロジェクト集中観測が行われた琵琶湖流域では理想的な晴天日であった。本章ではまず琵琶湖プロジェクトによる観測データ及び気象庁が提供する観測データを既往の研究を参考にして解析し、この日の琵琶湖流域における局地循環について検討を行う。

局地循環は地表面の不均一性によって生じるメソスケールの気象現象であるため、この事例は本研究で構築を目指すSiBUCを導入したARPSの精度を検討し改良していくテストケースとして適している

と考えられる。

そこでこの事例について陸面過程モデルとしてISBAを用いたオリジナルのARPS及び陸面過程モデルとしてSiBUCを導入したARPSによる再現計算を行い、観測値に表れる局地循環の特徴の再現性について検討し、1.節に挙げた第一の目的であるSiBUCを導入したARPSの精度検証を行う。

## 3.1 観測データ及び既往の研究に基づく考察

### (1) AMeDAS観測による琵琶湖流域における局地循環の検討

(枝川ら, 1981)の判定基準に従って彦根、今津、土山におけるアメダス観測データの風向の変化から琵琶湖流域での湖陸風および琵琶湖東部の山地での山谷風の発生を判定すると、再現計算を行った8月14日は湖陸風の発達は見られたが、琵琶湖東部の山地では山谷風の発達が見られない状況(II型)であった。

14日00:00JSTの地上天気図(Fig. 3)から総観規模(2000km以上のスケール)の場を判断すると、この日は日本全域がほぼ太平洋高気圧に覆われており、局地循環が発達しやすい穏やかな天気であったことがわかる。また、図中に矢印で示した地衡風の風向は南南東であり、一般風の風向が南東である場合にII型の局地循環が多く現れるとする(枝川ら, 1981)の主張とほぼ一致する。

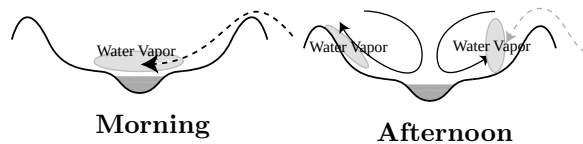
ここで、地衡風とは気圧傾度力とコリオリの力が釣りあっていると仮定したときに吹く風であり、天気図の等圧線に沿って吹き、総観規模の風はほぼ地衡風で近似できる。

また、本章における一般風とは、本章で注目する琵琶湖流域の局地循環よりもスケールの大きな現象(太平洋高気圧、伊勢湾、若狭湾及び大阪湾からの海風)の影響で吹く風のことを指す。

以上から、本章で扱う8/14の琵琶湖流域の局地循環はFig. 2の模式図に示すように明け方は陸風と一般風が合わさった南東風が卓越し、日中に琵琶湖からの湖風が発達し琵琶湖東岸で一般風とぶつかり湖風前線を形成し、局地循環の発達に伴って湖風前線が東へ移動し琵琶湖東岸で風向が南東から西よりに変化する形であったと考えられる。

### (2) ラジオゾンデデータによる琵琶湖流域における局地循環の検討

本節では琵琶湖流域における局地循環の鉛直構造を琵琶湖プロジェクト常設観測点(水田)付近(東経136.23度、北緯35.49度)で行われた3時間ごとのラジオゾンデ観測データから検討する。



**Fig. 2** Schematic image of the local circulation in the Lake Biwa Basin

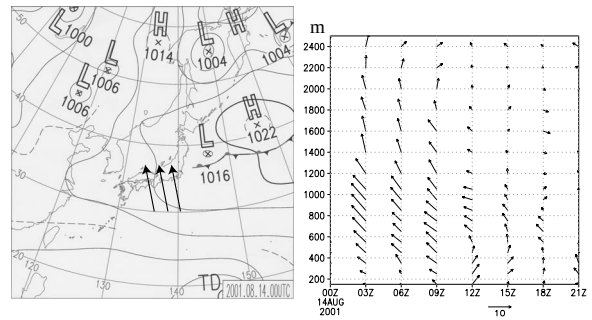
水平風の時間高度断面 **Fig. 4** をみると、14 日 03:00JST では高度 1500m 以上で 14 日 00:00JST の地上天気図における地衡風の風向とほぼ一致する南南東の風が吹いており、高度が下がるに従って反時計回りに風向が変化している。これは、Ekman 螺旋の特徴を示しており、それゆえこの時間帯に地表付近で見られる東風は、琵琶湖へ向かって吹く陸風よりも南東からの一般風が地表面との摩擦によって変形した風によるところが大きいと考えられる。

14 日 12:00JST 及び 15:00JST について高度 600m 以下における南東風から南西風への風向の変化を明瞭にみる事ができるが、この南西風は本節 (1) で述べた、琵琶湖からの湖風の発達を含む局地循環の発達によるものと考えられる。理想的な局地循環では **Fig. 2** の模式図に示すように南西風の上に琵琶湖の方へ向かって吹く反流が存在するはずであるが、この事例では一般風の風向と同一となるために **Fig. 4** からは明確に判別することができない。

(藤野ら, 1999) は 1996 年の琵琶湖プロジェクト集中観測時 (7 月 29 日) に同地点で行われたラジオゾンデ観測データの解析を行い、温位 (potential temperature, 気塊の位置+温度のエネルギーを表す量で単位は K) の鉛直プロファイルに (Kimura et.al, 1995) が理想的な盆地循環のシミュレーションによって指摘した顕熱の乱流輸送によって地表面から発達する下段の混合層と、局地循環の反流によって加熱された上段の準混合層が見られることを指摘している。

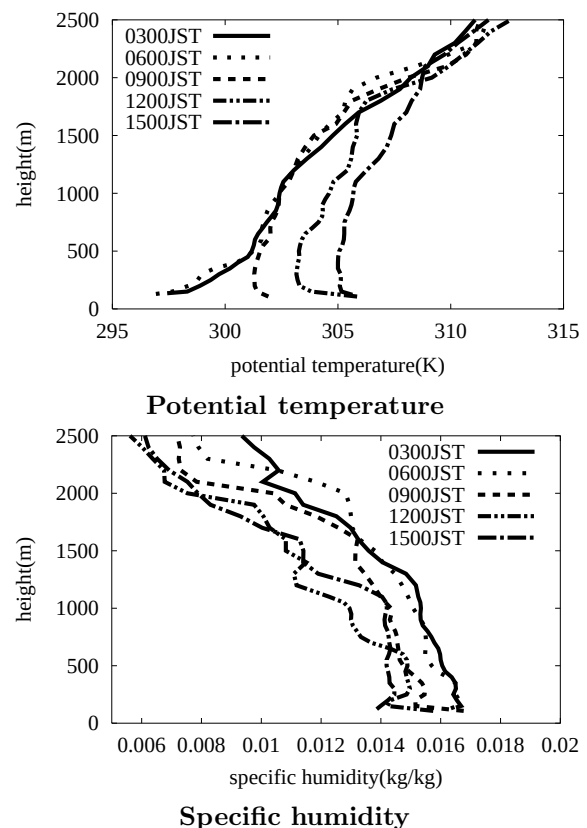
8 月 14 日 03:00JST から 15:00JST まで 3 時間ごとの温位の鉛直プロファイル **Fig. 5** 上図を見ると、12:00JST に 500m 強の高度まで温位が一定となっている下段の混合層と、500m 強から 2000m 付近まで緩やかに温位が上昇する上段の混合層を確認でき、また、15:00JST 以降には地上から 2000m 付近にかけて 2 段の混合層が合わさったと考えられる大きな弱安定成層も確認することができる。

また、比湿の鉛直プロファイル **Fig. 5** 下図をみると、09:00JST と比べて 12:00JST 及び 15:00JST では局地循環が発達していたと考えられる地表から 2000m にかけて比湿が減少している。これは、日中



**Fig. 3** 8/14 00:00JST  
Surface weather map  
(→ : geostrophic wind)

**Fig. 4** Time-height section of the horizontal wind vector



**Fig. 5** Observed vertical profiles of potential temperature and specific humidity at paddy field

の大気の加熱によって混合層が発達し水蒸気が上空へ輸送されることと、**Fig. 2** に示すように夜間から明け方にかけて盆地底にたまっていた水蒸気が局地循環の発達に伴って山岳域に輸送されることが原因と考えられる。

### 3.2 再現計算の設定及び使用するデータ

#### (1) 再現計算の設定

再現計算は、琵琶湖プロジェクト集中観測が行われた 2001 年 8 月 14 日について 03:00JST から 15:00JST にかけて行う。まず陸面過程モデルとし

て ISBA を使用した ARPS と SiBUC を導入した ARPS との比較を行い、SiBUC を導入した ARPS の妥当性を検証する。

本研究で用いる ARPS の設定を Table 1 に示す。本研究では、オプションの設定はできる限り CAPS が推奨するものを用い、陸面過程モデルと大気放射はもっとも厳密な形で解かせている。

## (2) 大気場の初期値, 境界値

本研究では Fig. 6 のように 3 つの領域 (Fig. 6 で左から step1, step2, step3) を設定し, step1 について気象庁が提供する RSM 上層及び RSM 地上の GPV データを内挿して初期値, 境界値を与え, One-way nesting の手法を用い対象とする領域 (step3) まで絞り込む。各領域の詳細な設定は Table 2 に示す。

RSM 上層及び RSM 地上の GPV データの空間解像度はそれぞれ 0.5 度 × 0.4 度と 0.25 度 × 0.2 度であり, RSM 地上のデータを空間平均して RSM 上層の空間解像度に合わせた。本章では 8 月 13 日 12:00UTC を初期値とする 3 時間毎のデータを用いる。

また, ADAS(ARPS Data Assimilation System) (Xue et al., 1995) を用いてアメダス, 地上気象観測, 高層気象観測によって初期値を修正する。

ADAS に使用するデータの観測点は Fig. 6 に示す。ADAS を実行するためには, 観測誤差分散と修正前の初期値の予報誤差分散との比を与える必要がある。本来これをどう与えるかが観測値の内挿の重みを決定する上で重要になっているが, 今回は GPV の誤差の情報に関するデータを入手できなかったため, ADAS に添付されている誤差情報を代わりに用いることとする。GPV については RUC (Rapid Update Cycle) の誤差情報を, 地上気象観測データと AMeDAS データについては SYNOP (Surface Synoptic Observations) の誤差情報を, 高層気象観測データについては USsonde の誤差情報をそれぞれ用いる。

## (3) 陸面過程モデルの初期値

初期の陸面温度については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 の下降軌道(夜間の観測)のヶ月平均値を用いる。琵琶湖の水温については, 00JST から 09JST の琵琶湖プロジェクト常設観測点(湖面)による水温観測値を, 2001 年 8 月についてヶ月平均して与える。00JST から 09JST という時間帯は, 東京大学生産技術研究所安岡研究室が運営する Webpanda - NOAA/AVHRR Data

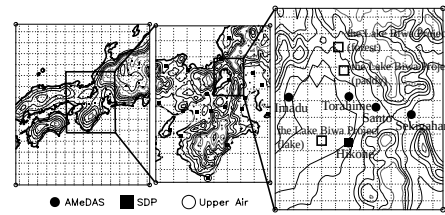


Fig. 6 Model domains and location of meteorological stations (● AMeDAS, ■ SDP, ○ Upper Air, □ the Lake Biwa Project)

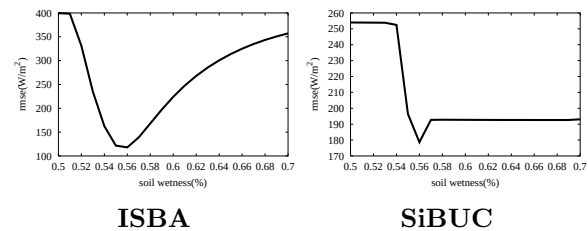


Fig. 7 8/24 sum of the rmse of latent heat flux and sensible heat flux at forest

Service Center (<http://webpanda.iis.u-tokyo.ac.jp/WebPaNDA/>) から入手した 2001 年 8 月における NOAA 衛星の日本付近への飛来時刻から決定した。

土壌水分量の初期値は, まず第二層の初期値を決定し, 地中のプロファイルを深さ方向への線形関係式(重力と釣り合う状態)で表現する。第二層の初期値については, step3 領域の森林域で ISBA, SiBUC における地表面フラックスの差が小さくなるように設定する。これは, step3 の領域内の植生地の中で最も大きな面積を占める森林域の地表面フラックスをそろえることで, 両モデルを比較する際に SiBUC の特徴である都市及び水田に注目して考察できるようにするためである。

具体的には, ISBA, SiBUC それぞれについて琵琶湖プロジェクト常設観測点(森林)における観測値を気象強制力として陸面過程モデルのみの計算を行い, 顕熱フラックスと潜熱フラックスの観測値に対する RMSE を求める。そして, 土壌水分量の初期値を第二層について飽和度で 0.5~0.7 まで 0.01 ずつ変えて計算を行い, RMSE が最も小さくなる初期値を採用する。8 月 14 日及び 15 日は欠測であるため, 2001 年 8 月のなかで異常値がなく日中の純放射フラックスが高かった 8 月 24 日の 03:00JST から 18:00JST までの観測値を使用することとする。

顕熱フラックスと潜熱フラックスとで RMSE が最小となる土壌水分量にずれがあったため, 顕熱フラックスの RMSE と潜熱フラックスの RMSE との和を用いて評価を行うと, Fig. 7 に示すように

**Table 1** Model configuration

|                                  |                                                                                                                                                                          |
|----------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Dynamic Framework                | Nonhydrostatic and fully compressible(3-D)                                                                                                                               |
| Coordinate System                | Vertically-stretched terrain-following grid(43 layer)<br>(Lowest level is 40m AGL. Model top is 16 km MSL)<br>Rayleigh damping is applied to the upper 1/3 of the domain |
| Solution Technique               | Mode-split with vertically-implicit option                                                                                                                               |
| Divergence Damping               | divergence-damped Acoustic calculation                                                                                                                                   |
| Top & Bottom Boundary Conditions | rigid wall                                                                                                                                                               |
| Lateral Boundary Conditions      | externally-forced boundary conditions<br>GPV from Regional Spectral Model(JMA)                                                                                           |
| Computational Mixing             | 4th-order                                                                                                                                                                |
| Advection                        | 4th-order,simple positive definite scheme for water and TKE                                                                                                              |
| Cloud Microphysics               | 3 ice-phase Microphysics(Lin-Tao)                                                                                                                                        |
| Cumulus Parameterization         | Kain-Fritsch(only for step1)                                                                                                                                             |
| Subgrid Scale Turbulence         | 1.5-order turbulent kinetic energy formulation                                                                                                                           |
| Surface Layer                    | bulk aerodynamic drag laws with stability-dependent                                                                                                                      |
| Soil Model                       | 1-layer Soil and Surface Energy Balance Model(ISBA)<br>11 Soil Categories, 13 Vegetation Categories                                                                      |
| Longwave and Shortwave Radiation | Atmospheric Radiative Transfer                                                                                                                                           |

**Table 2** 8/14 simulation domain and simulation period

| step  | center(lat,lon) | grid number | $\Delta x$ | start(initial) | period  | $\Delta t$ |
|-------|-----------------|-------------|------------|----------------|---------|------------|
| step1 | N34.60, E135.40 | 52×52       | 16km       | 8/13 21:00JST  | 21hours | 12sec      |
| step2 | N34.80, E135.86 | 72×82       | 4km        | 8/14 03:00JST  | 12hours | 5sec       |
| step3 | N35.37, E136.86 | 68×68       | 1km        | 8/14 03:00JST  | 12hours | 5sec       |

ISBA, SiBUC とともに飽和度 0.56 で最小となる。

ここで、**Fig. 7** から明らかなように、ISBA と SiBUC とで土壌水分量に対する応答特性が明らかに異なる。SiBUC では比較的湿潤な土壌水分量では RMSE の変化が小さいのに対して、ISBA では比較的湿潤な土壌水分量でも RMSE の変化が大きい。植生の被覆率が大きい夏季の日本の森林では潜熱フラックスの大部分を蒸散が占める。蒸散に対する土壌水分の影響はある臨界点よりも少なくなったときに急激に表れ、ある程度湿潤な状態ではほとんど受けないとされており(塚本ら, 1992), SiBUC の方がその状況をよりよく表現しているといえる。

ただし、ISBA で cultivation に分類されるグリッドについては飽和度 1.0 に設定する。これは、**Fig. 6** に示す step3 領域内では畑地の面積率は小さく cultivation に分類されるグリッドのほとんどで水田の

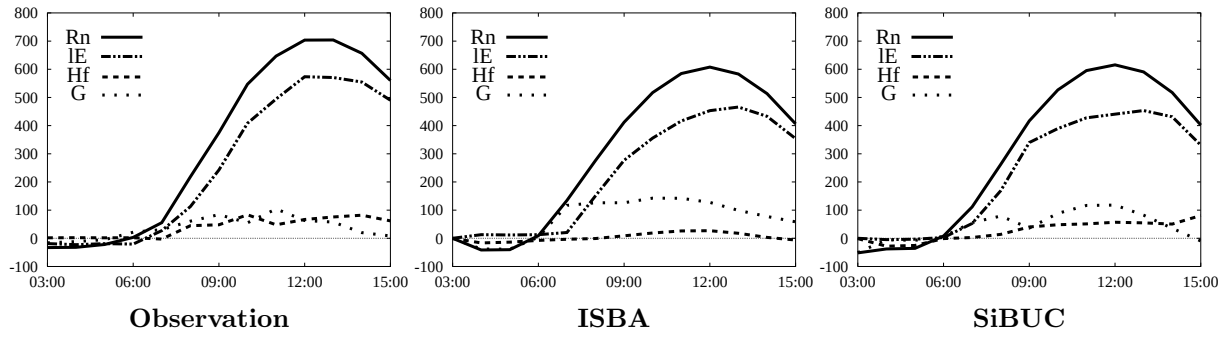
面積率が高くなっており、地表面フラックスの比較の際に水田モデルを含む SiBUC が明らかに有利になることを避けるためである。

#### (4) 土地利用と植生, 土壌タイプ, 標高データ

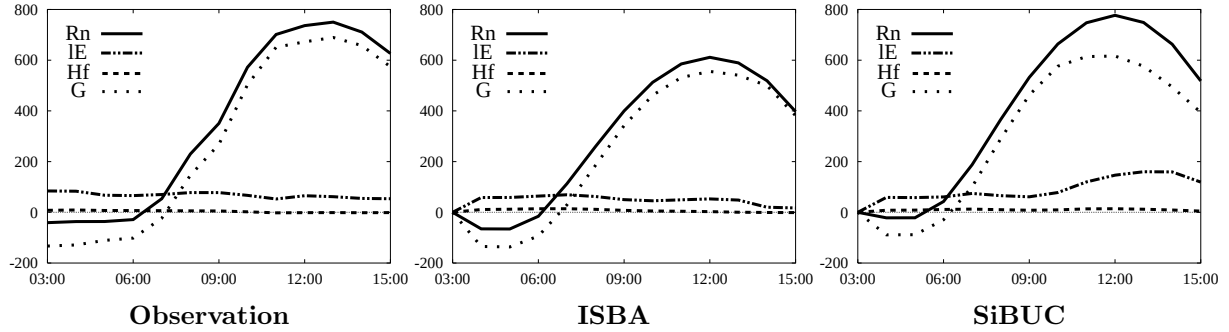
SiBUC モデルでは 1 つのグリッドは 3 つの土地利用カテゴリーと 6 つの構成要素に分かれている。

- 緑地 (植物キャノピー, 地面)
- 都市域 (屋根面, 壁面, 路面)
- 水体

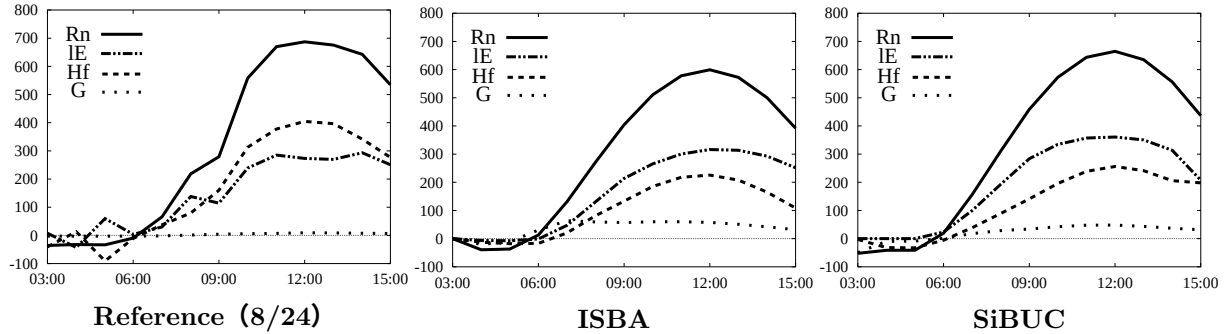
これらの土地利用の面積率とキャノピーカバー率を各グリッドに与える。本研究では(田中ら, 2003)を参考にしてグリッド内における土地利用面積率を作成するために、空間分解能約 100m で 15 分類されている国土数値情報 (KS-202) を利用し、**Table 3** に示す 7 つのカテゴリー (水体, 混合林, 草地, 畑地, 水田, 裸地, 都市域) に再分類した土地利用



**Fig. 8** Energy budget at paddy field ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) (Rn:net radiation, LE:latent heat flux, Hf:sensible heat flux, G:heat storage)



**Fig. 9** Energy budget at lake surface ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) (Rn:net radiation, LE:latent heat flux, Hf:sensible heat flux, G:heat storage)



**Fig. 10** Energy budget at forest ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) (Rn:net radiation, LE:latent heat flux, Hf:sensible heat flux, G:heat storage)

データセットを作成する。

また、ISBA についても同じデータセットを利用するが、ISBA では水田と都市域が考慮されていないため、水田については Cultivation に、都市域については Desert に対応させることとする。

再分類した土地利用データセットと SiBUC, ISBA における植生分類との対応を Table 4 に示す。

緑地におけるキャノピーカバー率を推定するために、USGS (U.S. Geological Survey) が提供する、NOAA 衛星の AVHRR センサから得られた 10day composite NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) データ (分解能約 1km) を使用する。2001 年のデータは提供されていないため、1995 年 2 月から 1996 年 1 月までのデータを使用する。こ

のデータセットでは雲の影響を完全に除去できていないため、NDVI 時系列の傾きを利用して雲を除去する BISE 法 (Viovy et al., 1992) を適用して雲の影響を除去する。

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, clay loam, sandy clay, silty clay, clay) に再分類したデータセットを用いる。

標高データとしては NGDC が作成した全球 30 秒メッシュ標高データ (GLOBE) を使用する。

**Table 3** Reclassification of KS202

| No. | KS202                         | No. | reclassified dataset |
|-----|-------------------------------|-----|----------------------|
| 1   | paddy                         | 5   | paddy field          |
| 2   | farmland                      | 4   | farmland             |
| 3   | orchard                       | 4   | farmland             |
| 4   | other tree plantation         | 3   | grassland            |
| 5   | forest                        | 2   | forest               |
| 6   | wasteland                     | 6   | bare soil            |
| 7   | building A(high and mid-rise) | 7   | urban area           |
| 8   | building B(low-rise)          | 7   | urban area           |
| 9   | main road                     | 7   | urban area           |
| 10  | other land use                | 6   | bare soil            |
| 11  | lake and marsh                | 1   | water body           |
| 12  | river A                       | 1   | water body           |
| 13  | river B                       | 3   | grassland            |
| 14  | sea coast                     | 6   | bare soil            |
| 15  | unknown                       | 1   | water body           |

**Table 4** Reclassified dataset and vegetation classification in SiBUC and ISBA

| No. | reclassified dataset | No.                                                      | SiBUC                          | No. | ISBA             |
|-----|----------------------|----------------------------------------------------------|--------------------------------|-----|------------------|
| 1   | water body           |                                                          | water body                     | 14  | Water            |
| 2   | forest               | 03                                                       | Broadleaf and needleleaf trees | 06  | Deciduous forest |
| 3   | grassland            | 06                                                       | Short vegetation/C4 grassland  | 03  | Grassland        |
| 4   | farmland             | 09                                                       | Agriculture/C3 grassland       | 10  | Cultivation      |
| 5   | paddy field          | 10                                                       | paddy field                    | 10  | Cultivation      |
| 6   | bare soil            | distributed to other vegetation in the same grid equally |                                |     |                  |
| 7   | urban area           |                                                          | urban area                     | 01  | Desert           |

### 3.3 再現計算と地表面フラックス観測データとの比較

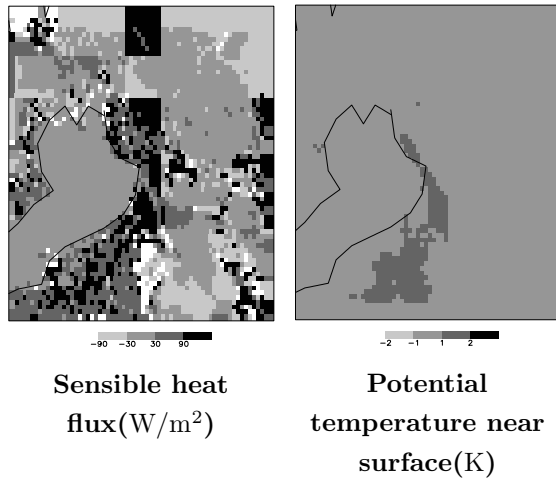
以下に地表面フラックスの再現性を、水田、湖面及び森林の琵琶湖プロジェクト常設観測点における観測値と比較して検討する。観測点の位置は Fig. 6 に示す。地表面フラックスの観測値は水田、森林の観測点ではボーエン比熱収支法、湖面の観測点ではバルク法を用いて求める。以下、本節で示す図では熱収支式  $R_n = Hf + lE + G$  ( $R_n$  は純放射フラックス,  $Hf$  は顕熱フラックス,  $lE$  は潜熱フラックス,  $G$  は貯留熱) の各項を示す。

Fig. 8 より琵琶湖プロジェクト常設観測点（水田）の観測値と比較すると、ISBA, SiBUC とも純放射フラックスとして受け取ったエネルギーの大部

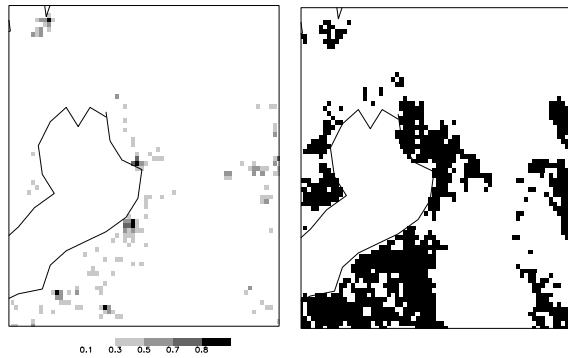
分が潜熱フラックスとして放出される状況を再現できている。差が顕著に表れないのは本研究のような短期の計算では表層の土壌水分量が長期にわたる計算ほど失われず、水田操作を行わなくても計算期間中に表層が乾燥した状態にならないためと考えられる。

Fig. 9 より琵琶湖プロジェクト常設観測点（湖面）の観測値と比較すると、ISBA では純放射フラックスが観測値に比べて小さいが、ISBA では水温を予報せず初期値で固定しているため潜熱、顕熱フラックスの再現性に影響を与えない。今回の再現計算では、ISBA, SiBUC とも潜熱、顕熱フラックスはほぼ妥当な値を示しているため、水体の表現の違いはそれほど大きな影響を与えないと考えられる。しか





**Fig. 11** 8/14 12:00JST difference between SiBUC and ISBA (SiBUC - ISBA)

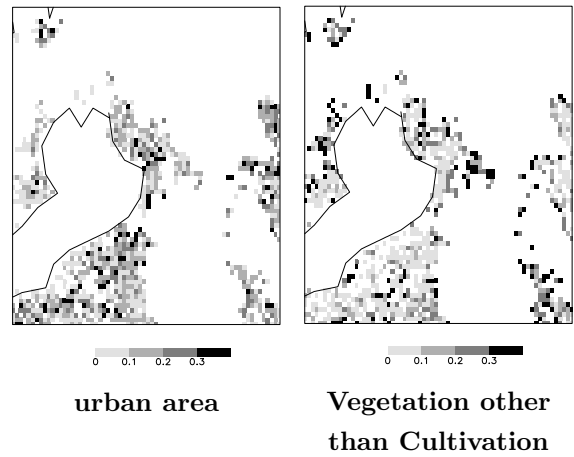


**Fig. 12** Fraction of urban area

し、ARPS では大気放射伝達過程を考慮し計算を行っているため、上向き短波放射フラックスや上向き長波放射フラックスが大気計算に影響を与える可能性があり、水温を予報し妥当な放射フラックスを計算している SiBUC がその点において優れているといえる。

琵琶湖プロジェクト常設観測点（森林）については 8 月 14 日が欠測なので 8 月 24 日のデータを参考値として比較する。陸面過程モデルのみの計算で顕熱、潜熱フラックスがこの参考値に合うように土壌水分量の初期値を決定したが、気象モデルと結合した計算では参考値と合わなくなっている。これは、8 月 24 日と 14 日とで大気の状態が異なること、また大気モデルの予報誤差によるものと考えられる。**Fig. 10** を見ると、どちらも参考値と比べて純放射フラックスに対する顕熱フラックスが若干小さく、潜熱フラックスが大きくなっている。

**Fig. 11** の左図に SiBUC と ISBA の顕熱フラックスの差を示す。**Fig. 12** 及び **Fig. 13** と比較する



**Fig. 14** Fraction in the cells classified into Cultivation(ISBA) (shown in **Fig. 13**)

と、09:00JST 及び 12:00JST には都市の面積率が高いグリッド及び ISBA で耕作地（**Table 4** における Cultivation）に分類されているグリッドにおいて SiBUC の顕熱フラックスが高く、それ以外のグリッドでは顕熱フラックスの差が ISBA と SiBUC とで小さいことがわかる。一方、15:00JST ではそれ以外のグリッドでも SiBUC の顕熱フラックスが大きくなっている。

都市の面積率が高いグリッドで SiBUC の顕熱フラックスが大きくなる理由として SiBUC に都市モデルが組み込まれており、都市廃熱や都市では受け取った純放射フラックスの大部分が顕熱フラックスに配分される状況をより現実近く再現していることが考えられる。

ISBA で耕作地に分類されるグリッドにおいて SiBUC の顕熱フラックスが大きくなる理由は以下のとおりである。例えば、水田と耕作地の面積率の和が 0.7、都市の面積率が 0.1、森林の面積率が 0.2 のグリッドを考えると、ISBA ではこのグリッドは耕作地に分類される。今回の再現計算では土壌水分量の初期値として飽和度 1.0 を与えているため、**Fig. 8** に示すようにそのグリッドの地表面フラックスは SiBUC における水田に近い値になる。しかし、2.2 節で述べたように SiBUC はモザイクモデルであるため、面積率が 0.1 である都市や面積率が 0.2 である森林の効果が反映され、グリッド平均の顕熱フラックスは SiBUC の方が大きくなる。実際に、ISBA で耕作地に分類されているグリッドでも **Fig. 13** から、都市及び水田と耕作地以外の植生の面積率は無視できるほど小さくないことがわかる。

また、15:00JST では都市の面積率が大きいグリッド及び ISBA で耕作地に分類されるグリッド以外で

も顕熱フラックスの差が大きくなっている。本章で行う再現計算では3.2節に示したようにできる限りSiBUCとISBAで森林域における地表面フラックスの差が小さくなるように土壌水分量の初期値を設定したが、植生モデルが異なるためFig. 10にもみられるように完全に差をなくすることが不可能であるためである。

また、Fig. 11の右図に地表付近におけるSiBUCとISBAでの温位の差を示す。Fig. 11の左図において顕熱フラックスの差が大きくなる都市域の面積率が大きいグリッドを中心にSiBUCの方で地表付近の温位が高くなっていることがわかる。

以上から、ISBAよりもSiBUCでより琵琶湖東岸の平野部を中心に陸域の昇温が大きく、局地循環がより強く発達することが予想される。以降、その妥当性を地上気象観測値、ラジオゾンデ観測データとの比較により検討する。

地上気象観測データとの気温、風速の比較は(田中ら, 2002)と同様にセンサの高さに対応する解析値を、(近藤ら, 1994)による大気の安定度を考慮した対数則を用いて求めて行う。

### 3.4 局地循環及び熱輸送に注目した再現計算と観測データとの比較

本節では3.1節で述べた琵琶湖流域における局地循環の特徴のうち、琵琶湖東岸における風向の変化、温位の鉛直分布に注目して観測値とSiBUCを導入したARPSと及びISBAを使用したARPSの解析値とを比較する。また、盆地底の観測点における観測値と解析値とを比較し、局地循環に伴う熱輸送と地表面からの加熱が盆地底の気温に与える影響を検討する。最後に風向、風速、気温について解析値の観測値に対するRMSEをとることでSiBUCを導入したARPSとISBA導入したARPSとの再現精度を定量的に評価する。

#### (1) 琵琶湖東岸における風向の変化

3.1節で湖陸風の判定に使用した彦根の地上気象観測点における風向の観測値と、SiBUC導入前後の解析値をFig. 15に示す。Fig. 15から、ISBA、SiBUCとも観測値よりも一時間ほど遅れるが、どちらのモデルも3.1節で述べた琵琶湖東岸において局地循環の発達に伴い南東の風から北西ないし西の風に変わる特徴をよく捉えている。しかし、3.3節においてISBAよりもSiBUCで局地循環が強まることが予想されたが、本章で解析対象とする領域の中では最も規模の大きな都市である彦根においても若干風向の逆転が早まる程度の影響にとどまった。

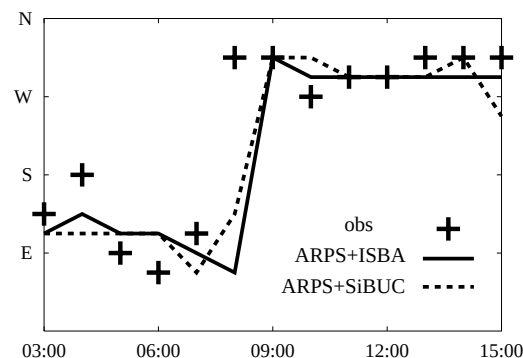


Fig. 15 Wind direction at Hikone

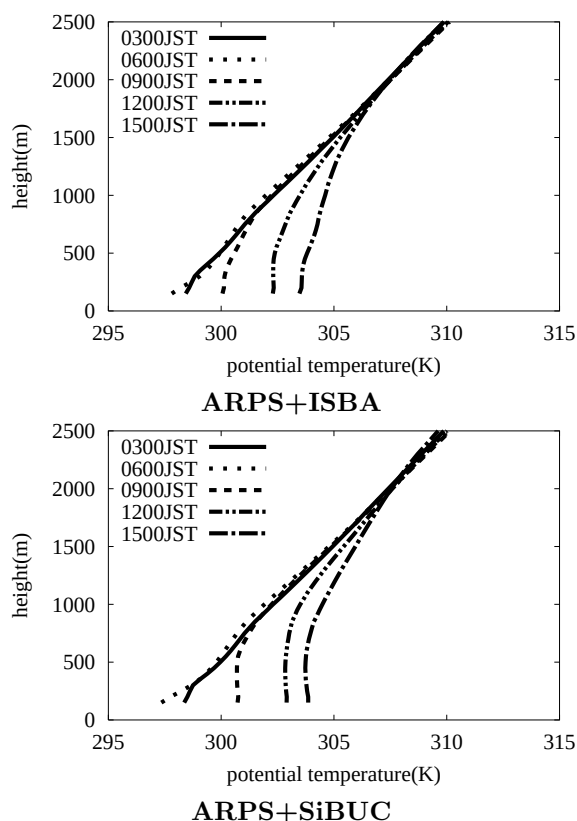


Fig. 16 Simulated vertical profiles of potential temperature at paddy field

#### (2) 温位の鉛直分布

ラジオゾンデ観測が行われた琵琶湖プロジェクト常設観測点(水田)における再現計算による温位の鉛直プロファイルを図. 16に示す。12:00JSTにおいてISBAでは300m程度まで、SiBUCでは800m程度まで下段の混合層が見られ、その上にISBAでは300mから1500m程度にかけて、SiBUCでは800m程度から1800m程度にかけて上段の準混合層が見られる。また15:00JSTでは2段の混合層が合わさったと考えられる大きな弱安定成層がISBAでは1500m

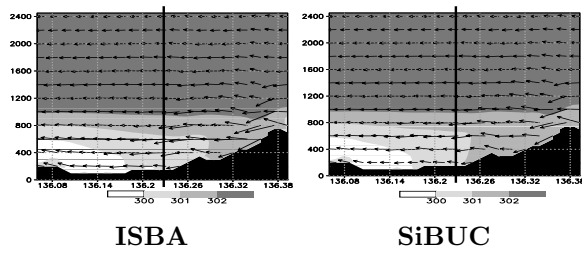


Fig. 17 09:00JST east-west vertical section of potential temperature(K) and wind vector

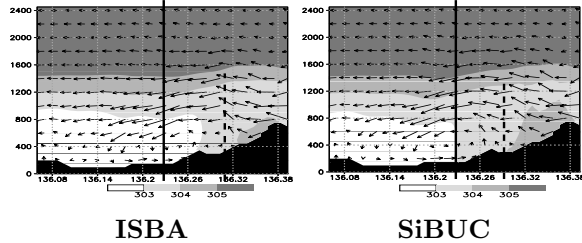


Fig. 18 12:00JST east-west vertical section of potential temperature(K) and wind vector

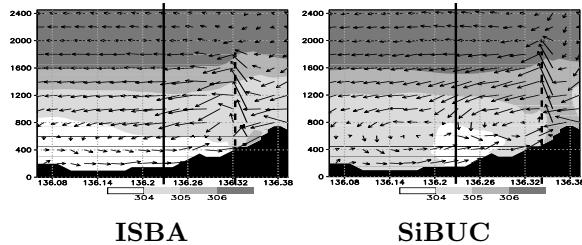


Fig. 19 15:00JST east-west vertical section of potential temperature(K) and wind vector

程度まで、SiBUC では 1800m 程度まで見られる。これは 3.1 節で述べた温位の鉛直分布の特徴をよく表している。

Fig. 5 に示したラジオゾンデ観測による観測値では混合層の高さは 2000m に達しており、SiBUC 導入によって 3.3 節で述べたように地表からの加熱と局地循環が強まり、より観測値に近づいたといえる。

しかし、ISBA、SiBUC とともに混合層内の温位は観測値と比べて全体的に若干低く、SiBUC 導入後にも混合層の高さが 2000m までは達しないことから、両モデルとも局地循環が観測値と比べて若干弱いと考えられる。

Fig. 17, Fig. 18, Fig. 19 はそれぞれ 09:00JST, 12:00JST, 15:00JST における琵琶湖プロジェクト常設観測点（水田）の緯度で切った東西方向鉛直断面であり、矢印で風速ベクトル（東西方向、鉛直方向成分）を、コンターで温位（K）を表している。図中の実線はラジオゾンデ打ち上げ点から鉛直に引いたものであり、破線は風速ベクトルから判断した湖風前線の位置をあらわす。これらの図を見ると、まず琵琶湖東岸では琵琶湖の方から発達

してくる局地循環が東から吹いている一般風とぶつかり湖風前線を形成しており、観測値から推測した Fig. 2 に示す模式図と定性的にはほぼ一致する局地循環が数値モデルによっても再現されている。また、湖風前線の位置をあらわすが、湖風前線の位置については 12:00JST, 15:00JST とともに ISBA と SiBUC の間で明確な違いは見られないが、SiBUC の方で 15:00JST での盆地底の温位がより高くなっていることがわかる。

SiBUC 導入前後で風向に明確な差が現れず、混合層は SiBUC 導入後により高くまで発達していることを合わせると、SiBUC 導入によって局地循環が強まるがその効果は湖風前線がより琵琶湖東岸へ侵入することではなく、局地循環の反流がより高くまで発達することに寄与していると考えられる。また、盆地底に位置する琵琶湖プロジェクト常設観測点（水田）において SiBUC の方が混合層の高さが高く、混合層内の温位には大差がないことから、ISBA を使用した場合より多くの熱が山岳域から盆地底へ運ばれていると考えられる。

### (3) RMSE による検討

対象領域内の AMeDAS・地上気象観測点及び琵琶湖プロジェクト常設観測点（Fig. 6 に示す 8 地点）について全地点、全時間で積算して RMSE を求めた結果を Table 5 に示す。

その結果、風向風速については顕著な差は見られなかったが、SiBUC 導入によって気温について精度が向上した。

風向について SiBUC 導入による精度の向上が顕著に見られない原因として、観測点によって風向が逆転する時間の再現性がよくなる点と、悪くなる点があることが挙げられる。これは対象領域内で最も広い面積を占める森林の地表面フラックスの再現精度が局地循環の再現性に大きく影響を与えることを示していると考えられる。今回土壌水分量を対象領域で一様に分布させたこと、土壌のデータとして五分グリッドのデータを用いていることなどが影響している可能性がある。

気温の再現精度向上については、すでに述べたように SiBUC の都市キャノピーモデルによる顕熱フラックスの精度向上が直接温度を上げる効果と、局地循環の再現精度が向上したことにより水平方向の熱輸送の精度が向上し、盆地底で温度が上がるのが理由として挙げられる。

**Table 5** Comparison of simulation with surface observation (RMSE)

|                       | ISBA | SiBUC |
|-----------------------|------|-------|
| Wind direction(16dir) | 3.2  | 3.3   |
| Wind speed(m/s)       | 1.0  | 0.9   |
| Air temperature(°C)   | 1.85 | 1.47  |

### 3.5 水蒸気輸送に注目した再現計算と観測データとの比較

#### (1) 比湿の鉛直分布

琵琶湖プロジェクト常設観測点（水田）における比湿の鉛直プロファイルを Fig. 20 に示す。ISBA, SiBUC とともに 3.1 節で述べたような局地循環が発達していたと考えられる高度で比湿の減少が見られず 15:00JST に全体的に比湿が増加している。

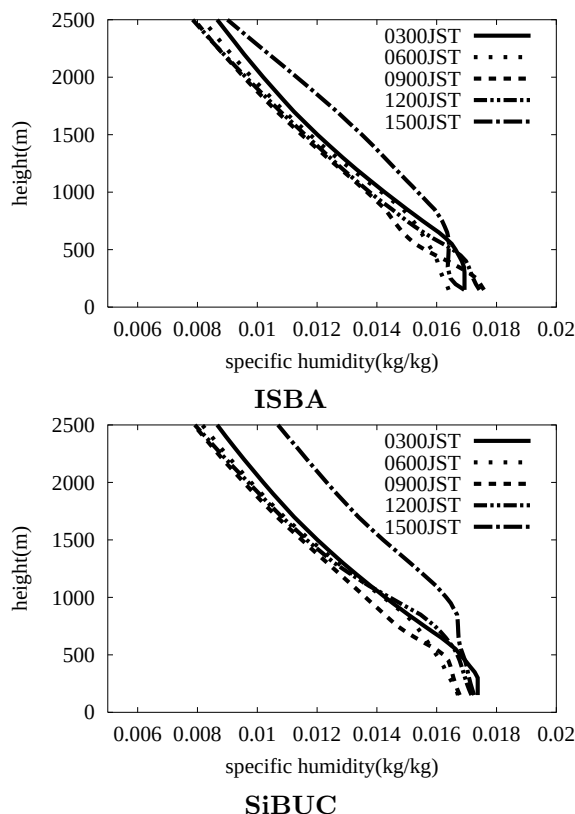
Fig. 21, Fig. 22, Fig. 23 はそれぞれ 09:00JST, 12:00JST, 15:00JST における琵琶湖プロジェクト常設観測点（水田）で切った東西方向鉛直断面であり、矢印で風速ベクトル（東西方向、鉛直方向成分）を、コンターで比湿（kg/kg）を表している。3.4 節で述べた鉛直断面図と同様に図中の実線はラジオゾンデ打ち上げ点から鉛直に引いたものであり、破線は湖風前線を表す。

Fig. 21 では盆地底に溜まっていた水蒸気が Fig. 22, Fig. 23 では山岳域へ輸送され湖風前線付近に収束しており、Fig. 2 に示す局地循環に伴う水蒸気の水平輸送が再現計算においても定性的には表現されている。しかし、水蒸気は乱流混合によってあまり上空へ運ばれず、下層に溜まっていることがわかる。これが Fig. 20 における比湿の増加の原因と考えられる。

（田中ら，2002）でこの局地循環と一般風によって形成される湖風前線の部分において、レーダー・アメダス解析雨量では観測されていない降水が発生し問題となったが、このように水蒸気の鉛直輸送が十分に再現されていないことが原因の一つと考えられる。

ARPS では境界層パラメタリゼーションが充実しておらず、サブグリッドスケールの乱流クロージャーのみで大気境界層内の熱や水蒸気の鉛直輸送を表現することになる。そのため、現在設定している鉛直方向の解像度、あるいは ARPS で用いている乱流運動エネルギーに基づく 1.5 次のクロージャスキームの性能が乱流クロージャーのみで水蒸気の輸送を表現するためには不十分である可能性がある。

例えば、名古屋大学で開発中の雲解像度モデル



**Fig. 20** Simulated vertical profiles of specific humidity at paddy field

CRess（坪木ら，2001）では、サブグリッドスケールの乱流クロージャーとして ARPS と同じ乱流運動エネルギーに基づく 1.5 次のクロージャスキームを用いているが、それとは別に大気境界層パラメタリゼーションとして、(Mellor and Yamada, 1974) による Level2 のクロージャーを用いた鉛直 1 次元の乱流拡散を解くことのできるモデルを用意している。

ARPS についてもそのような大気境界層パラメタリゼーションを導入する必要がある可能性がある。

### 4. 琵琶湖流域における熱雷-2001/8/15 を事例として

2001 年 8 月 15 日は地表面からの加熱が原因で積雲が発生する熱雷によるものと考えられる強い降水が琵琶湖プロジェクト集中観測点において観測された事例である。

前章では降水を伴わない局地循環の再現を通して SiBUC を ARPS に組み入れたモデルの妥当性と問題点を検討したが、本章では 15 日に発生した降水について再現計算を行い、降雨分布の再現性から SiBUC を ARPS に組み入れたモデルの妥当性を検

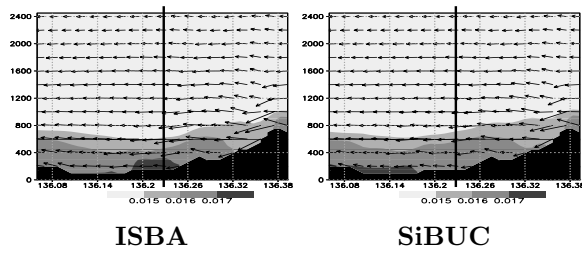


Fig. 21 09:00JST east-west vertical section of specific humidity(kg/kg) and wind vector

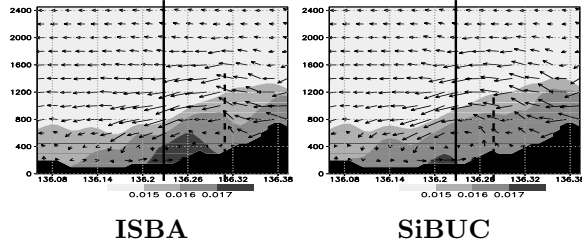


Fig. 22 12:00JST east-west vertical section of specific humidity(kg/kg) and wind vector

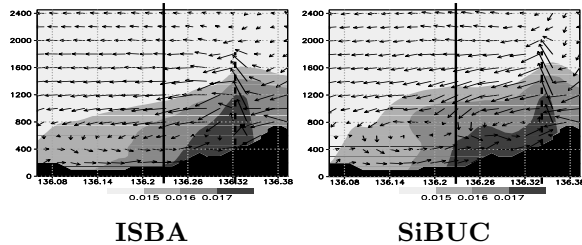


Fig. 23 15:00JST east-west vertical section of specific humidity(kg/kg) and wind vector

証する。

また、14日と15日の観測値と再現計算結果を2.4節に挙げた力学的指標を用いるなどして比較し、14日と15日で降雨分布の差が生じる原因について検討を行い、熱雷に対して総観規模の大気場が及ぼす影響とメソスケールの局地循環が与える影響を考察する。さらに、15日について現実には起こりえない仮想的な地表面状態を設定した数値実験を併せて行い、現実的な再現計算の結果と比較することで陸面過程が局地循環を通じて熱雷に与える影響を検討する。

#### 4.1 観測値による考察

まず、高層気象観測値の解析から総観規模の場を考察する。琵琶湖流域の東側に位置する浜松と輪島について、水平風速と相当温位 (equivalent potential temperature, 気塊の位置+温度のエネルギーに気塊が含む水蒸気がすべて凝結した場合の潜熱によるエネルギーを足した量で単位はK) を表した時間高度断面を Fig. 24 に示す。

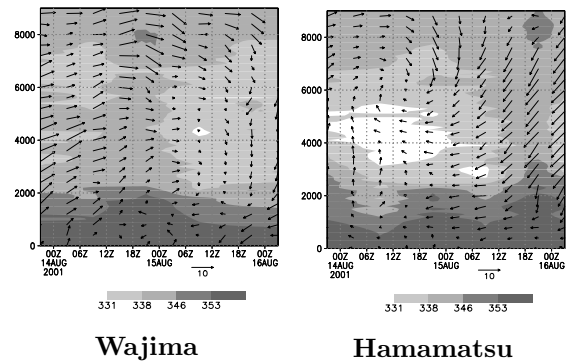


Fig. 24 8/14-15 time-height section of the horizontal wind vector and equivalent potential temperature (vertical axis:height (m))

Fig. 24 の右図に浜松におけるラジオゾンデ観測値を示すが、14日15:00JSTにはほぼ無風の状態であるが14日21:00JST以降よりほぼ全層にわたって東風が見られる。Fig. 24 の左図に示す輪島の観測値でも14日にみられた上層の西風が15日には高度7000m以下で顕著に弱くなっていることがわかる。

Fig. 25 に示す15日00:00JST、16日00:00JSTの天気図では、15日から16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抜けていく様子を読み取ることができる。3.1節と同様に天気図上で等圧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地衡風の風向が15日から16日にかけて東から東北東に変化することがわかる。このように、太平洋高気圧の移動が15日において大気のほぼ全層において14日にはみられなかった東風が現われる原因であると考えられる。

また、Fig. 25 から日本南方の海上に台風が接近していることがわかり、台風の接近による南からの水蒸気の供給が Fig. 24 において浜松で14日より15日の方が高高度まで相当温位が高くなっている原因と考えられ、太平洋側から多くの水蒸気が供給されていると考えられる。輪島において14日より15日で高高度での相当温位が低くなっているのは、西風が弱まったことと対応して日本海側からの水蒸気の供給が弱まったことを示していると考えられる。

#### 4.2 再現計算の設定及び使用するデータ

##### (1) 再現計算の設定

まず、陸面過程モデルとして SiBUC を導入した ARPS を用い、琵琶湖流域において降水が観測されなかった2001年8月14日と熱雷と見られる降水が観測された15日について再現計算を行う。両者を

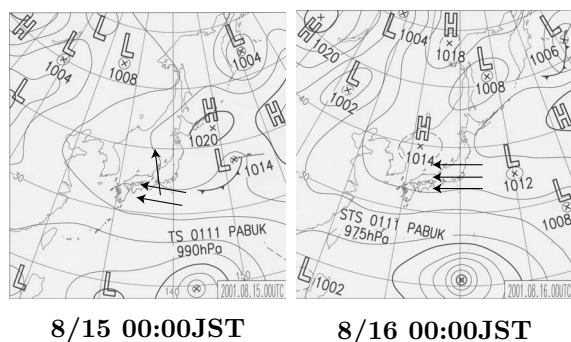


Fig. 25 Surface weather map (→ : geostrophic wind)

比較することで 15 日に琵琶湖流域で降水が発生した原因を考察する。

次に、15 日について森林 (Table 4 における Broadleaf and needleleaf trees) を水田 (Table 4 における paddy field) に変えた、現実には起こりえない仮想的な地表面状態を設定した計算を行う。そして、先に現実的な条件でおこなった 15 日の再現計算の結果と比較することで陸面過程が熱雷にどのような形で寄与しているか検討する。

特に本節で触れない部分については 3.2 節と同一の設定とする。領域は Fig. 26 のように 2 つの領域 (Fig. 26 で左から step1, step2) を設定し、step1 について気象庁が提供する RSM 上層及び RSM 地上の GPV データを内挿して初期値、境界値を与え、One-way nesting の手法を用い対象とする領域 (step2) まで絞り込む。各領域の詳細な設定は Table 6 及び Table 7 に示す。

大気場の初期値及び境界値を作成する際に用いる GPV は、8 月 15 日の事例については 8 月 14 日 12:00UTC を初期値とする 3 時間毎のデータを用い、8 月 14 日の事例については 8 月 13 日 12:00UTC を初期値とする 3 時間毎のデータを用いる。

土壌水分量の初期値については最終的に対象とする領域が広く、3.2 節で述べたように領域全体で第二層に琵琶湖プロジェクト常設観測点 (森林) の観測値に基づいて決定した値を与えるやり方は適当でない。本章では (田中ら, 2003) と同様に領域全体で第二層に、土壌水分による蒸散の抵抗がかからないような初期値 (マトリックポテンシャルで -20m) を与え、地中のプロファイルを深さ方向への線形関係式 (重力と釣り合う状態) で表現することとする。

第二層の土壌水分量を比較的湿潤な状態で水平方向に一樣分布させることの妥当性について、(石岡ら, 2003) が陸面過程モデル SiBUC によって行った琵琶湖流域の水・熱収支計算において算出された 1998 年 8 月の土壌水分量データを用いて若干の検

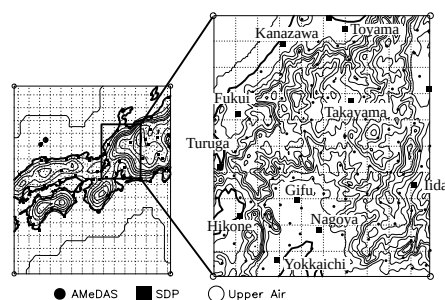


Fig. 26 Model domains and location of meteorological stations (● AMeDAS, ■ SDP, ○ Upper Air)

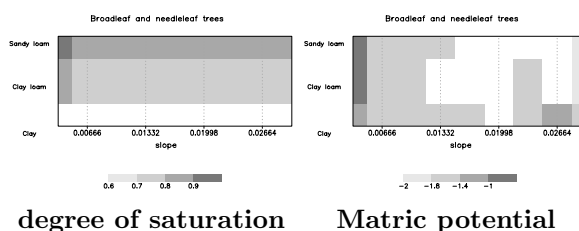


Fig. 27 1998/8 comparison of soil moisture with soil type and slope at Broadleaf and needleleaf trees

討を行う。Fig. 27 は、対象領域の中で最も面積率の高かった Broadleaf and needleleaf trees の植生について、各土壌タイプごとに各グリッドの地形勾配に対する第二層の土壌水分量を飽和度及びマトリックポテンシャルで示した図である。左図より、飽和度は地形勾配の違いよりも土壌タイプに依存していることがわかる。右図より、マトリックポテンシャルで土壌水分量を表すと飽和度では顕著にみられた土壌タイプ間の差はほとんどみられなくなる。また、両図から全体として土壌水分量は比較的湿潤な状態であることがわかる。よって、8 月の日本においては、土壌水分量の初期値について湿潤な状態のマトリックポテンシャルを一樣に分布させても妥当性は失われらないと考えられる。

### 4.3 8/14 と 8/15 の再現計算の比較

#### (1) 降雨分布の比較

Fig. 28 及び Fig. 29 にそれぞれ 8 月 14 日と 15 日の再現計算とレーダー・アメダス解析雨量について 12:00JST から 18:00JST までの 6 時間積算降水量を示す。また、Fig. 29, Fig. 30 は 14 日, 15 日それぞれについて 13:00JST から 2 時間ごとにレーダーアメダス解析雨量と再現計算の 1 時間降水量を示した図である。

これらの図から、SiBUC を導入した ARPS によっ

**Table 6** 8/15 simulation domain and simulation period

| step  | center(lat,lon) | grid number | $\Delta x$ | start(initial) | period  | $\Delta t$ |
|-------|-----------------|-------------|------------|----------------|---------|------------|
| step1 | N34.60, E135.40 | 52×52       | 16km       | 8/14 21:00JST  | 21hours | 12sec      |
| step2 | N35.80, E137.00 | 148×148     | 1.5km      | 8/15 09:00JST  | 9hours  | 5sec       |

**Table 7** 8/14 simulation domain and simulation period

| step  | center(lat,lon) | grid number | $\Delta x$ | start(initial) | period  | $\Delta t$ |
|-------|-----------------|-------------|------------|----------------|---------|------------|
| step1 | N34.60, E135.40 | 52×52       | 16km       | 8/13 21:00JST  | 21hours | 12sec      |
| step2 | N35.80, E137.00 | 148×148     | 1.5km      | 8/14 09:00JST  | 9hours  | 5sec       |

て本章で議論の対象とする8月15日の降水については木曾山脈及び飛騨山脈付近から積雲が発生し、北西へ降水域が拡大していき琵琶湖流域に到達する様子が再現され、6時間積算降水量でもレーダー・アメダス解析雨量に近い降水域が再現されている。また、8月14日についても飛騨山脈付近で降水域が発生し、琵琶湖流域まで到達しなかったことが再現されている。

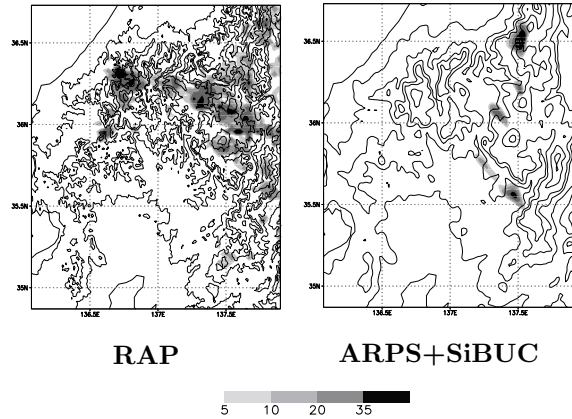
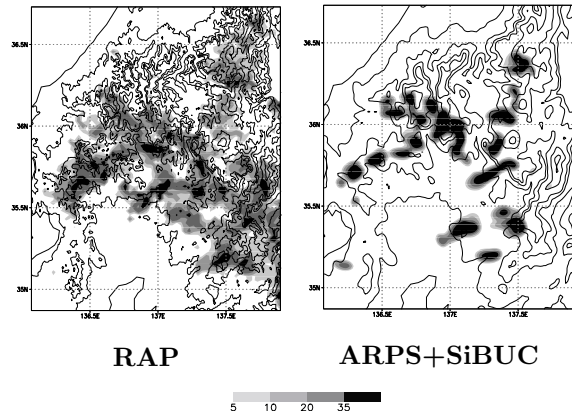
しかし、再現計算では降水が集中して降りすぎる傾向があり、また14日の降水量はレーダー・アメダス解析雨量と比較して少なく、飛騨山脈付近でのみ降水がみられそれより西に降水域が広がっていない。

降水が集中しすぎる傾向がある原因として、今回設定した水平方向1.5kmというグリッド間隔が積乱雲一つを解像するには粗く水物質が水平方向に移流拡散されにくくなっていることが考えられる。それが原因であればさらにネスティングを行って水平方向の解像度を上げることが一つの対策として考えられる。

## (2) 力学的指標を用いた考察

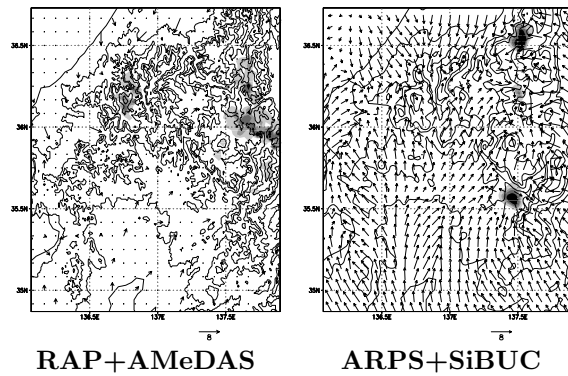
本節では再現計算の結果から2.4節で挙げた力学的指標を算出し、4.1節で行った考察と併せて8月15日に降水域が琵琶湖流域へ到達した原因を検討する。

**Fig. 32**に11:00JST及び15:00JSTのCINの値を示す。この図から、地表面による大気下層の加熱及び山谷風による水蒸気の輸送によりCINが山岳域で下降していることが分かる。特に琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域に注目すると、11:00JSTの時点では顕著な差は無いが、15:00JSTの時点ではCINが15日の方で低く、積雲が発生しやすい環境であったことがわかる。

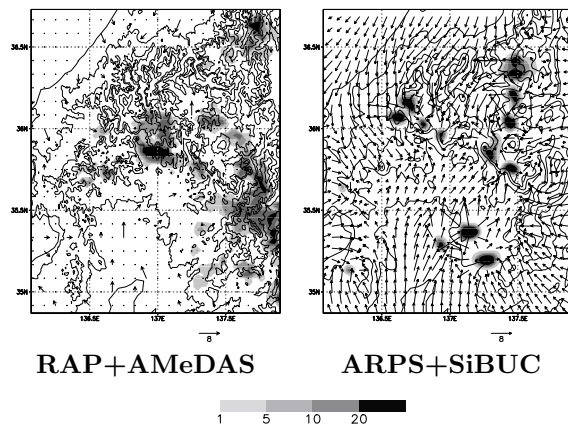
**Fig. 28** 8/14 12:00JST-18:00JST comparison of accumulated precipitation(mm) in the simulation with accumulated Radar-AMeDAS Precipitation(mm)**Fig. 29** 8/15 12:00JST-18:00JST comparison of accumulated precipitation(mm) in the simulation with that in the Radar-AMeDAS Precipitation

**Fig. 33**に11:00JST及び15:00JSTのCAPEの値を示す。琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域に注目すると11:00JSTの時点では14日と15日の間で





**Fig. 30** 8/14 15:00JST comparison of hourly precipitation(mm/hr) and surface wind vector in the simulation with hourly Radar-AMeDAS Precipitation(mm/hr) and wind vector observed by AMeDAS

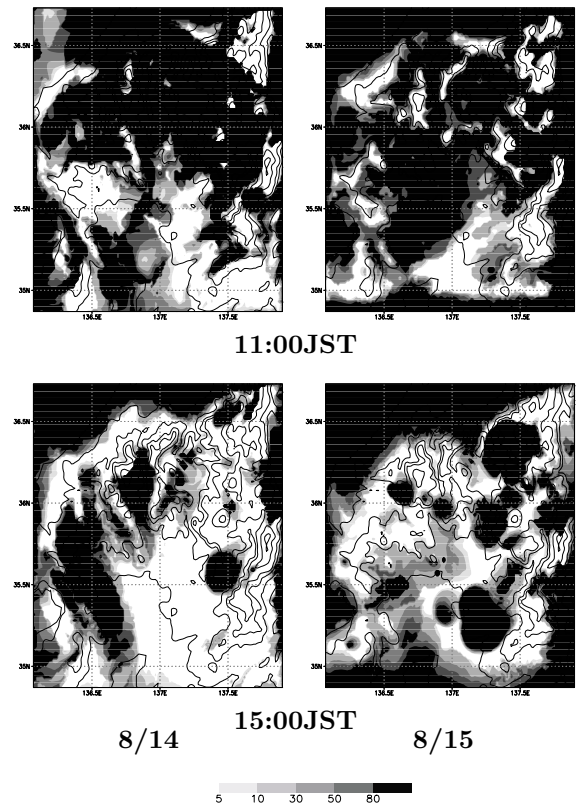


**Fig. 31** 8/14 15:00JST comparison of hourly precipitation(mm/hr) and surface wind vector in the simulation with hourly Radar-AMeDAS Precipitation(mm/hr) and wind vector observed by AMeDAS

差が小さいが、15:00JST の時点ではCAPEが大き  
く、積雲が発達しやすい環境になっているといえる。

**Fig. 26** に示す step2 領域内の地上気象観測点に  
対応する観測点を取り出し 8 月 14 日 00:00JST から 8 月 16 日 00:00JST までの GPS 可降水量を検討  
すると、大きく琵琶湖流域（彦根、敦賀、丸岡（福  
井））、濃尾平野（名古屋、岐阜、橿（四日市））、  
北陸（富山、金沢）、木曽山脈（飯田）と、異なる  
傾向を示す四つのグループに分けることができる。  
高山の観測点については明らかに異常な値が含まれ  
るため使用しない。

北陸では、**Fig. 34** 左下に代表点として富山の値  
を示すが、14 日と 15 日で可降水量に大きな差は見られ  
ない。一方琵琶湖流域及び濃尾平野では、**Fig. 34**  
左上と右上に代表点として彦根及び名古屋の値を示  
すが、14 日より 15 日で明らかに可降水量が大き



**Fig. 32** Comparison of CIN (J/m) in the simulation on 14th Aug with that on 15th Aug

くなっている。**Fig. 34** より、再現計算でも両者の  
傾向が表現できていることがわかる。

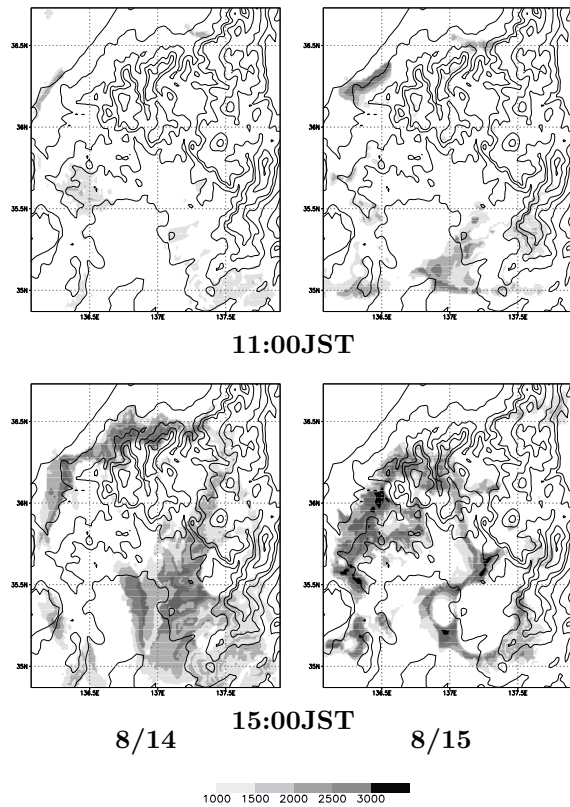
また、木曽山脈については **Fig. 34** 右下に飯田の  
値を示すが、山谷風循環によるものと考えられる明  
瞭なピークが 14 日、15 日も昼間にみられ、夜明  
け前の可降水量が 15 日で 14 日よりも高くなってい  
る。再現計算では両日とも可降水量を過小評価して  
おり、それと対応して 14 日、15 日とも木曽山脈北  
部の降水域の再現性が悪くなっている。

**Fig. 28** と **Fig. 29** を比較すると、14 日にたい  
して 15 日の可降水量が大きい琵琶湖流域、濃尾平  
野及び木曽山脈は 14 日に降水が見られず 15 日には  
降水が見られた場所に対応している。

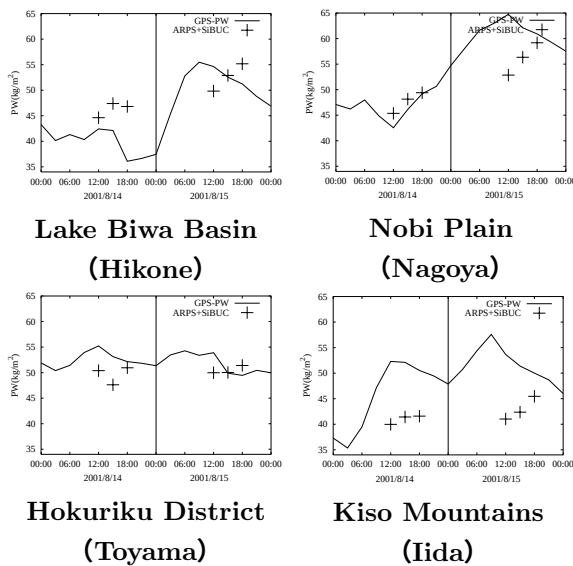
**Fig. 35** に 15:00JST の可降水量と **Fig. 2.4** 節で  
定義した水平水蒸気フラックスを示す。この図から  
GPS 可降水量との比較と同様に、15 日には 14 日  
と比べて琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域におい  
て明らかに可降水量が大きくなっていることがわか  
る。この可降水量の増加が、15 日に琵琶湖流域及  
び琵琶湖北東の山岳域で CIN が小さく CAPE が大  
きくなり、積雲が立ちやすい環境になった原因であ  
ると考えられる。

水平水蒸気フラックスから水蒸気の輸送を検討す



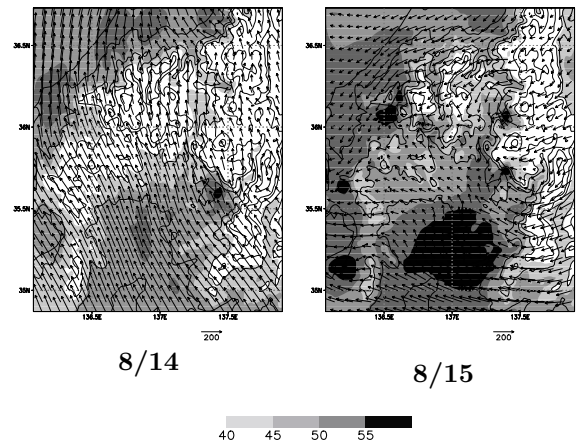


**Fig. 33** Comparison of CAPE (J/m) in the simulation on 14th Aug with that on 15th Aug



**Fig. 34** 8/14-15 comparison of 3-hour average PW ( $\text{kg/m}^2$ ) in the simulation and that in GPS PW

ると、15日には全体的に水蒸気は東から西へ向かって輸送され、15:00JSTでは伊勢湾及び福井県付近で琵琶湖及び琵琶湖北東の山岳域へ水蒸気が収束していることがわかる。全体的に水蒸気が東から西へ輸送されるのは4.1節で述べたように総観規模の東



**Fig. 35** 15:00JST comparison of PW ( $\text{kg/m}^2$ ) and horizontal water vapor flux(defined in section2.4) on 14th Aug with that on 15th Aug

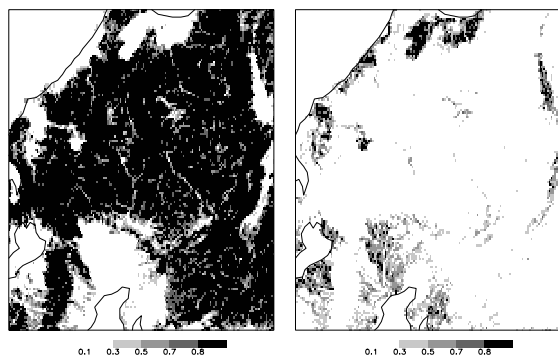
風によって太平洋上の台風から供給された水蒸気が運ばれていることと対応している。

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、4.1節で述べたように総観規模の風向が14日では南南東であったことと対応している。また、**Fig. 30** 及び **Fig. 31** について 15:00JST の再現計算及び AMeDAS 観測による風速ベクトルをみると、14日は15日と比べて日本海からの海風が弱く、また琵琶湖北東岸の山岳域ではほぼ総観規模の風と同じ南南東からの風で覆われていることがわかる。この原因として14日の総観規模の風向が南南東と日本海からの海風とちょうど逆向きであるため、日本海からの海風がつぶされてしまうことが挙げられる。また、琵琶湖北東の山岳域は高度1000m程度で日本アルプス比べてスケールが小さく、またその南北に高い山が存在しないため、総観規模の風向が南北方向であると総観規模の風の影響を受けやすくなり、結果として山谷風循環がつぶされることも原因として考えられる。

逆に15日に水蒸気の収束がみられる理由として、総観規模の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岳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岳域へ水蒸気を輸送することが考えられる。

#### 4.4 地表面状態を変えた数値実験による検討

本節では、15日について現実には起こりえない状況であるが4.2節で述べたように仮想的に森林(**Table 4**における Broadleaf and needleleaf trees)を水田(**Table 4**における paddy field)に変えた数値実験を行う。そして前節で行った現実的な再現



**Fig. 36** Fraction of forest (8/15case1) **Fig. 37** Fraction of paddy (8/15case1)

計算の結果と比較することで局地循環が琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域における水蒸気の収束に与える影響を検討する。

以下では、現実的な再現計算を 8/15case1、森林を水田に変えた仮想的な計算を 8/15case2 と呼ぶこととする。8/15case1 における森林の面積率、8/15case1 における水田の面積率をそれぞれ **Fig. 36**, **Fig. 37** に示す。

このような数値実験を行う目的は、対象領域中で最も多くの面積率を占める森林を、顕熱フラックスが小さく、地表面が受け取る純放射フラックスの大部分が潜熱フラックスに配分される水田とすることで局地循環が十分に発達しない状況を作り出すことである。

#### (1) 水蒸気の収束に対する局地循環の影響

**Fig. 38** に顕熱フラックス及び潜熱フラックスについて 8/15case1 の値から 8/15case2 の値を引いた差を示す。所々に降水の影響によって周囲と異なる傾向を示す部分が存在するが、ほぼ意図した通り 8/15case2 では 8/15case1 と比べて顕熱フラックスが顕著に小さく、潜熱フラックスが顕著に大きくなっていることがわかる。**Fig. 39** 左図に大気モデル第二層の温位について、右図に可降水量について 8/15case1 の値から 8/15case2 の値を引いた差を示す。先に述べたように 8/15case1 で顕熱フラックスが大きいことに対応して、8/15case1 で大気第二層の温位も高くなっている。一方、8/15case1 では 8/15case2 と比べて潜熱フラックスが小さく地表面からの水蒸気の供給が小さいにも関わらず、琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域において可降水量が大きくなっている。

**Fig. 41** に 8/15case2 における 15:00JST の 1 時間降水量と大気下層の風速ベクトルを示す。**Fig. 31** 右図の 8/15case1 と比較すると、8/15case1 におい

て琵琶湖北東の山岳域で日本海側からの風について若干山岳域へ向かう成分が強くなっており、また山岳域南側では北向きの風速が 8/15case1 において若干強くなっている。

以上から 15 日に琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域における水蒸気の収束に局地循環が影響を与えていることが確認されたと考えられる。

ここまで地表面が大気に与える熱及び水蒸気量についてのみ検討してきたが、それ以外に森林と水田との摩擦の違いの影響も考慮する必要がある。

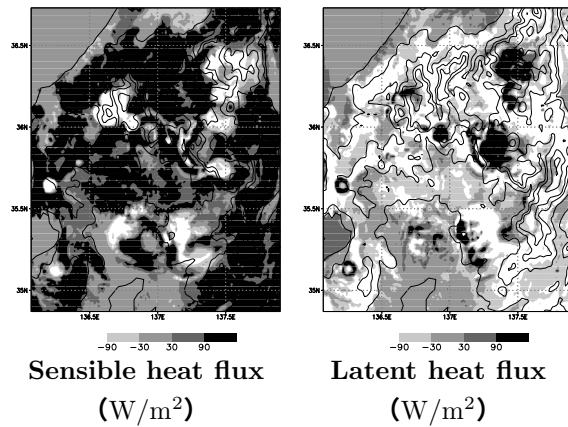
**Fig. 40** に地表面による摩擦の影響による運動量フラックスについて 8/15case1 の値から 8/15case2 の値を引いた差を示すが、8/15case1 の方で全体的に大きくなっている。これは、パラメータの設定上水田よりも森林の方が地表面摩擦が大きくなることが主な原因であるが、地表面摩擦は当然風速を弱める方向に働くため、山岳域へ向かう風速は 8/15case2 でより減速されにくくなっているはずである。にもかかわらず先に述べたように 8/15case1 の方で山岳域へ向かう風速が強く、より琵琶湖及び琵琶湖北東の山岳域への水蒸気移流が大きくなっていることから、8/15case1 では地表面摩擦によって局地循環が弱められる効果が 8/15case2 よりも強いにもかかわらず、より局地循環の影響が強く表れている。

**Fig. 42** に 8/15case2 における 12:00JST から 18:00JST までの 6 時間積算降水量を示す。**Fig. 29**, **Fig. 29** と比較すると、明らかに 8/15case2 で琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域における降水量が顕著に減少している。これは先に述べたように琵琶湖流域及び琵琶湖北東の山岳域において大気下層の温位と水蒸気量の両方が 8/15case1 で高くなっているためと考えられる。その原因は前節で述べたように、大気下層の加熱及び大気下層の加熱によって引き起こされる局地循環による水蒸気輸送の影響であると考えられる。

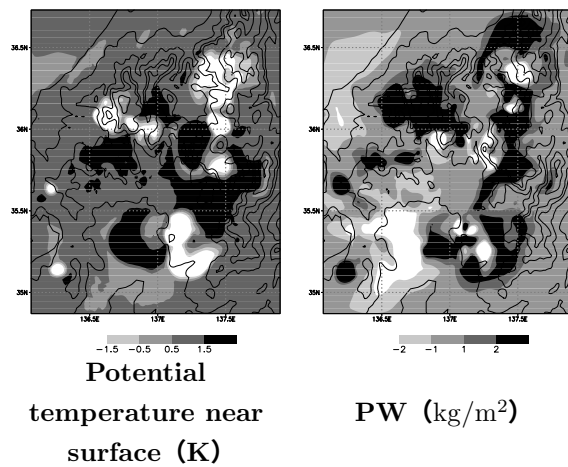
## 5. 結論

以上により、詳細な陸面過程を含んだメソスケール数値気象モデルの構築という第一の目標についてはほぼ達成することができた。

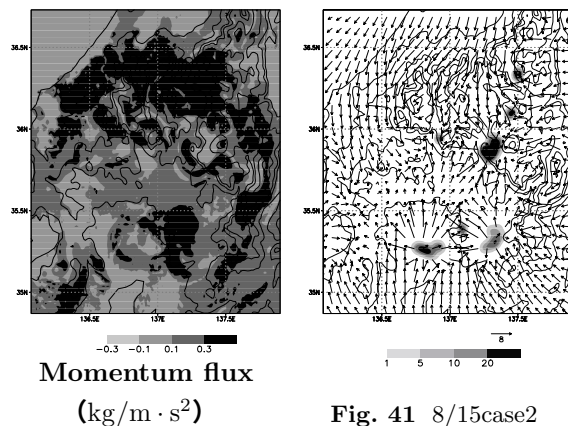
第二の目標については、琵琶湖プロジェクト集中観測時における観測値の解析及び開発したモデルによる数値シミュレーションから、これまでその発生メカニズムが不明であった 2001 年 8 月 15 日の熱雷についてほぼそのメカニズムを特定し、熱雷に対して総観規模の水蒸気輸送と同様に陸面過程の影響を



**Fig. 38** 15:00JST difference between 8/15case1 and 8/15case2 (8/15case1 - 8/15case2)



**Fig. 39** 15:00JST difference between 8/15case1 and 8/15case2 (8/15case1 - 8/15case2)

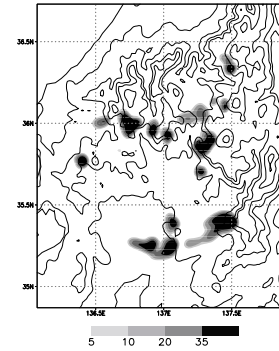


**Fig. 40** 15:00JST difference between 8/15case1 and 8/15case2 (8/15case1 - 8/15case2)

強く受ける局地循環が重要な役割を果たしていたことを確認した。

今後は局地循環の収束とヒートアイランド現象によって発生する降水や、東海豪雨等の前線に伴う集

**Fig. 41** 8/15case2 15:00JST hourly precipitation (mm) and surface wind vector



**Fig. 42** 8/15case2 12:00JST-18:00JST accumulated precipitation(mm) in the simulation

中豪雨の事例等琵琶湖プロジェクト集中観測時以外の事例にモデルを適用し、どのような特徴をもつ降水にどのように地表面過程が影響を与えるか整理することを通して、メソスケール数値気象モデルにおいて地表面状態をどの程度詳細に表現すべきか検討していく必要があると思われる。

## 謝辞

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戒信宏助教授から、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きました。また、本研究では国土地理院の 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 3 時間平均の GPS 可降水量データを用いさせていただきました。紙面を借りまして感謝の意を表します。

## 参考文献

- 石岡賢治 (2003)：農地灌漑と積雪の効果を考慮した琵琶湖流域の水・熱収支の推定, 京都大学修士論文
- 枝川尚資・中島暢太郎 (1981)：琵琶湖流域における湖陸風の研究, 地理学評論, 54A-10, pp.545-554
- 鼎信次郎・沖大幹・虫明功臣 (1998)：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
- 神田学・井上祐史・鶴野伊津志 (2000)：“環八雲”の数値シミュレーション, 天気, 47, pp.83-96
- 近藤純正 (1994)：水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支, pp.261-280
- 田中賢治・池淵周一 (1994)：都市域・水体をも考慮した蒸発散モデルの構築とその琵琶湖流域への適用, 京都大学防災研究所年報, 第 37 号 B-2, pp.299-313

- 田中賢治・中北英一・池淵周一 (1998a): 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.
- 田中賢治・中村忠則・山本卓生・椎葉充晴・池淵周一 (1998b): SiBUC-JSM88 結合モデルのテストラン, 京都大学防災研究所年報, 第 41 号 B-2, pp.486-493
- 田中賢治・相馬一義・中北英一・池淵周一 (2002): 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, 京都大学防災研究所年報, 第 45 号 B, pp.657-676
- 田中賢治・坪木和久・椎葉充晴・池淵周一 (2003), JSM-SiBUC を用いた梅雨前線の数値計算を通じた外部境界データの評価, 土木学会水工学論文集, 第 47 巻, pp.85-90.
- 塚本良則 (1992): 森林水文学, 文永堂出版
- 坪木和久・榊原篤志 (2001): CReSS ユーザーズガイド第 2 版
- 藤野毅・浅枝隆 (1999): 盆地内における湖岸の小都市ヒートアイランド特性について, 天気, 46, pp.317-326
- Chen, F. and Dudhia, J. (2001): Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I, Model Implementation and Sensitivity, Mon. Wea. Rev., 129, pp.569-585
- Kimura, F. and Kuwagata, T. (1995): Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, J. Appl. Meteor., pp.549-558
- Mellor, G.L., and T. Yamada (1974): A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers, J. Atmos. Sci., 31, pp.1791-1806
- Noilhan, J. and Planton, S. (1989): A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, Mon. Wea. Rev., 117, pp.536-549
- Pleim, J.E. and Xiu, A. (1995): Development and Testing of a Surface Flux and Planetary Boundary Layer for Application in Mesoscale Models, J. Appl. Meteor., 34, pp.16-32
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. and Dalcher, A. (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, J. Atmos. Sci., 43, 505-531
- Shinoda, T. and Uyeda, H. (2002): 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
- Viovy, N. and Ario, O. (1992): The best index slope extraction (BIS): A method for reducing noise in NDVI time series, Int. J. Remote Sensing, 13, pp.1585-1590.
- Xue, M., Droegemeier, K.K., Wong, V., Shapiro, A. and Brewster, K. (1995): Advanced Regional Prediction System (ARPS) Version 4.0 User's Guide

## Numerical simulation of the atmospheric field by the Advanced Regional Prediction System (ARPS) during the intensified observation period of the Lake Biwa Project (Part II)

Kazuyoshi SOUMA\*, Kenji TANAKA, Eiichi NAKAKITA\* and Shuichi IKEBUCHI

\* Graduate School of Engineering, Kyoto University

### Synopsis

In this study we coupled an advanced land surface process model (SiBUC: Simple Biosphere Model including Urban Canopy) into a mesoscale numerical atmospheric model (ARPS: Advanced Regional Prediction System). We carried out a simulation of local circulation within the Lake Biwa Basin during the intensified observation period of the Lake Biwa Project 2001 and compared the simulation results with various meteorological observation data. We also carried out a simulation of a heat thunderstorm which occurred within the Lake Biwa Basin during the same period and found that both local circulation and atmospheric environment are important for prediction of such heat thunderstorms.

**Keywords :** the Lake Biwa Project, local circulation, heat thunderstorms, mesoscale NWP model, land surface scheme