

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

田中 賢治・相馬 一義*・中北 英一*・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究ではオクラホマ大学が中心となり開発されたメソスケール数値気象予報モデル ARPS を用いて、2001 年琵琶湖プロジェクト集中観測時 (8/14~8/15) の各時刻ごとの気象要素の 3 次元分布を得ることを目的とする。外部境界条件として、気象庁の数値予報モデルの出力値である GPV を用いる。また、ARPS データ同化システム (ADAS) を用いて地上気象データ、アメダスデータ、高層観測データを再現計算の初期値に同化し、予報精度向上にどの程度影響を与えるかを検討する。

キーワード：琵琶湖プロジェクト、メソ数値予報モデル ARPS、データ同化、GPV

1. 本研究の背景と目的

四方を海に囲まれた日本の地理的条件は、季節の多彩な変化を生み出すと同時に多くの気象災害を生み出す基になっている。梅雨期の豪雨、台風による被害などが挙げられるが、中でも集中豪雨による被害はその時間スケールの短さと空間スケールの小ささから特に予測が困難なものとして挙げられる。しかし、その困難を乗り越えメソスケールでの短時間気象予測を行うことが可能となれば、それに基づいて避難を行ったり、適切なダム操作を行うことで集中豪雨による災害を低減することが期待される。

現在気象庁では領域スペクトルモデル RSM (Regional Spectral Model) を用いて 52 時間の予報を行っており、その水平解像度は約 20km にまで向上している。また、約 10km の水平解像度で予測を行うことができるメソ数値予報モデル MSM (Meso Spectral Model) が導入されてきている。しかし、気象予報によって得られるデータを適切なダム操作に利用するためには、数 km の空間スケールで予報を行う必要があると考えられる。それゆえ、大幅に空間分解能が向上したとはいえ、流域スケールでの予測を行うためには未だ不十分である。気象庁はまた、

レーダーアメダス解析雨量図を外挿して降水量予測データを求めた降水短時間予報のデータを提供している。このデータの空間分解能は 5km メッシュと、水平スケールの要求は満たすものの、基本的に外挿によって予測を行っているために約 3 時間先までしか予報精度が保証できない。

流域スケールでの約 6 時間先までの予測精度を確保するためのひとつの方向性として、数 km の水平スケールで予測を行うことができ、物理過程が十分に考慮された数値気象予報モデルを用いて予測を行うことが考えられる。数値気象予報モデルはまた、観測によって得られない情報を補うための手段としても利用できる。たとえ観測しているとしても、観測点での値以外求めることができない。しかしそのデータを基にしてモデルを走らせると、より多くの要素の 3 次元の分布を各時間ごとに得ることができる。特に陸面過程に関する情報は観測が行われている点が多く、モデルを動かすことによって得られる情報で観測情報を補うことは必要不可欠である。従って、気象予報モデルの精度をより高めることは防災工学上においても、気象システムの解明のためにも非常に意義が大きい。

現在、琵琶湖流域では、琵琶湖プロジェクト(中北ら,1998), (中北,2000) による衛星リモートセンシングや地上観測などの技術を駆使した様々な観測が行われており、豊富なデータを得ることができる。また、琵琶湖流域は内陸部での広大な湖面の存在、河川の伏流、際だった山岳の存在等、様々な水文過程を含んでおり、この地域についての理解を深めることは水文過程の解明をはかる上できわめて有効であると考えられる。

本研究ではオクラホマ大学が中心となり開発されたメソスケール数値気象予報モデル ARPS (Advanced Regional Prediction System) を琵琶湖流域に適用し、2001 年琵琶湖プロジェクト集中観測時の各時間ごとの気象要素の 3 次元分布を得ることを目標とする。その際、ARPS データ同化システム ADAS (ARPS Data Assimilation System) を用いて地上気象観測データ、アメダスデータ、高層気象観測データを再現計算に同化し、データ同化が予報モデル精度向上にどの程度影響を与えるかを検討する。

2. ARPS 及び ADAS の概要

2.1 ARPS の概要

本研究で使用する数値気象予報モデル ARPS (Advanced Regional Prediction System) 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) で開発されたメソ気象数値予報モデルである。ARPS は気象予報業務にも、大気の研究にも使うことを目標としており、特に対流性のストームを、他のスケールの気象現象と同程度に再現できるように作られている。

ARPS は地形に沿った座標系で定式化された 3 次元非静水圧モデルである。支配方程式として運動方程式、水物質を含む大気の状態方程式、熱エネルギー方程式、気圧方程式(連続の式)、水物質(雲水、雨水、雲氷、雪、雹)に対する保存式を解いているが、本来の支配方程式に対して殆ど近似をしていない。非静水圧モデルとは、鉛直方向の運動方程式において静水圧の仮定に基づく近似式 $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$ を用いずに鉛直方向の運動方程式をそのまま解くように設定されたモデルのことであり、積雲発生の際に水蒸気の凝結熱によって引き起こされる上昇流など、メソスケールの現象に伴う鉛直流をより忠実に再現できる。

ARPS では既存の物理過程パラメタリゼーション(積雲対流のパラメタリゼーション、降水の微物理過程、PBL モデル等)が含まれており、これらは大

きなスケールの流れと同様に対流性ストームの直接的な予測にとって重要である。

ARPS を実行する際の手順を以下に示す。

1. 地形データの作成

ARPS に付属するプログラムの一つである ARPSTERN を用いて、対象領域の地形データから ARPS で使用する地形情報に変換する。この過程で、計算の安定のために、地形データにスムージングがかけられる。本研究では、地形データとして USGS(U.S. Geological Survey) の Globe データ(分解能約 1km)を用いている。

2. 土壌、植生データの作成

ARPSSFC を用いて、陸面過程モデルで用いる地表面パラメータ情報を作成する。土壌データは FAO による 'DIGITAL SOIL MAP OF THE WORLD'(分解能約 10km)を用いる。植生(土地利用)および NDVI(葉面積指数の計算に用いる)データは USGS が NOAA-AVHRR から作成したデータであり、それぞれ GLCC (Global Land Cover Characteristics), 10days composite データ(分解能約 1km)を使用する。

3. 初期値場の第一推定値及び外部境界条件の作成

初期値場、または境界条件を作る際に、GPV を内挿して用いる場合には EXT2ARPS を、ARPS のアウトプットを用いる (one-way nesting) 場合には ARPSINTRP を使用して、モデルグリッドの値に内挿する。

4. データ同化及び初期値場の作成

EXT2ARPS, あるいは ARPSINTRP によって作られた初期値場の第一推定値を観測データを用いて修正する。この段階は省略することが出来る。

5. 数値計算

数値気象予報モデル ARPS にこれまで作成してきたデータを入力し、数値解析を行う。

(1) 陸面過程モデル

ARPS で使用する陸面過程スキームは ISBA (Interactions between the Soil Biosphere and Atmosphere) と呼ばれるモデルであり、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等を取り扱っている。ISBA では、温度と土壌水分に関していずれも強制復元モデルで予報方程式を構成していることが大きな特徴である (Noilhan et al., 1996)。

(2) グリッド構成

ARPS で使用する Arakawa C グリッドでは、ベクトル量(風速)は格子点上で定義され、スカラー

量(温位, 気圧など)は格子点で作られる立方体の中心で定義されている。また, アウトプットとして書き出す際には領域の一番端の値以外はスカラー量が定義される点に内挿される。

(3) 境界条件

側面境界条件として以下の5つのオプションが用意されている。

- (1) 固定壁境界
- (2) 周期境界
- (3) 法線方向の勾配が0である境界
- (4) 波動伝播型の開境界
- (5) 外部境界

また, 上・下端境界条件として以下の4つのオプションが用意されている。

- (1) 固定壁境界
- (2) 周期境界
- (3) 法線方向の勾配が0である境界
- (4) Durrant-Klemp の放射境界

2.2 ADAS の概要

ADAS (ARPS Data Assimilation System) は, 観測データを ARPS に同化(挿入)するためのコンポーネントである。ドップラーレーダーのデータや人工衛星による放射輝度のデータなど, 多様なデータを同化することが出来る点が ADAS の長所である。

1. データ品質管理

データ品質管理の段階では, 明らかに異常とみなされるデータが排除される。地上観測のデータについては, 同化するデータより前の時刻のデータを読み込み比較する方法と, 近くの観測点の観測値と比較する方法の二つが用いられる。その他のデータについては, 第一推定値を観測点に内挿した値と比較し, 設定された閾値よりも大きな差がある観測データを排除する方法が用いられている。

2. 客観解析

客観解析の段階では, 観測値を ARPS で用いるグリッドに内挿してそれを反映するように初期値の第一推定値を修正する。初期値の第一推定値は, 気象庁の RSM モデルのアウトプットである GPV を EXT2ARPS で ARPS で用いるグリッドに内挿して作成する。より大きなスケールで走らせた ARPS のアウトプットを内挿して初期値の第一推定値, 境界条件を求める one-way nesting と呼ばれる手法を用いる際には ARPSINTERP で内挿を行って作成する。

3. 初期値化 (イニシャライゼーション)

初期値化の段階では, スムーズに計算がスター

トするように圧力場と風速場の修正が行われる。圧力場の修正は, ARPS の支配方程式, あるいは静水圧の仮定を用いて温度場が平衡するように修正する方法が選択できる。風速場の修正は, 水平方向の風速を変えずにモデル面の法線方向の風速が0になるように修正する方法, 鉛直方向の風速を水平方向の風速の発散から連続の式を使って求め, 上端での境界条件を満たすように修正する方法, さらに水平方向の風速も3次元の発散が0になるように修正する方法が選択できる。

現在気象庁などで行われている予報業務の多くでは観測値の内挿の重みを予報値と観測値の誤差の統計的な量で決定する最適内挿法が用いられている(多田英夫, 1997)。それに対し ADAS では, Bratseth method と呼ばれるスキームを用いて客観解析を行う(Xue et al., 1995)。Bratseth method は数段階にわたって第一推定値を修正していくスキームであり, 段階を経るに従って最適内挿法に収束していくことが示されている。このスキームは, 第一推定値と各観測との相対的な誤差を考慮していると同時に, 大きな行列の演算が現れないという点で計算にかかる時間を短縮することができる。また, 得られるデータの密度にばらつきがある場合でも, その悪影響が現れにくいという長所もある。

客観解析に使われる変数は, 水平風速 u, v , 圧力, 温位, および RH^* である。 RH^* は気温露点差(dew-point depression)と類似した変数であり, 次式で定義される。

$$RH^* = \sqrt{RH_{max} - RH} \quad (1)$$

ここに, RH は相対湿度, RH_{max} は許容される最大の相対湿度の最大値である。

飽和比湿が高さ方向について非線形に減少する(地上比湿のわずかな修正が大気上層に非現実的に大きな比湿変化をもたらすことがある)ため, 比湿ではなく RH^* が水蒸気量の変数として用いられる。鉛直風速 w は解析変数としてではなく, 水平風速, 連続の式, 及び下端境界と上端境界でモデル面の法線方向の風速を0にするという制約条件とから診断的に求められる。

同化が可能なデータは次の4種類に分けられる。

1. 一層の観測データ

地上観測のデータなどがこれに分類される。

2. 多層の観測データ

レーウィンゾンデ, ウィンドプロファイラーのデータなどがこれに分類される。

3. ドップラーレーダーのデータ

ドップラーレーダーの動径方向風速がこれに分類される。

4. ドップラーレーダーのデータからリトリブされた風速、気温、気圧などのデータ

それぞれについてデータのフォーマットが決められており、元来 ADAS で使うことを前提としていないデータであっても、ユーザーがそのフォーマットに従ってデータを書き換え、観測誤差の情報を留意し、観測の種類を特定する名前を ADAS のソースファイルに書き加えることで ADAS に使用できる (本研究では AMeDAS のデータを追加した)。

2.3 Bratseth 法の定式化

ADAS の客観解析に用いられる Bratseth method について説明する。この手法では 3 から 4 段階にわたって連続的に修正が行われるが、その n 段階目についての式を以下に示す。

格子点 x における観測値 s_j^o を用いた n 段階目の解析値 $s_x(n)$ は次式で表される。

$$s_x(n) = s_x(n-1) + \sum_{j=1}^{nobs} \alpha_{xj} [s_j^o - s_j(n-1)] \quad (2)$$

同様の方程式が観測点 i にも適用され、グリッドに内挿する前にこれらの点での解析が行われる。

$$s_i(n) = s_i(n-1) + \sum_{j=1}^{nobs} \alpha_{ij} [s_j^o - s_j(n-1)] \quad (3)$$

$$\alpha_{xj} = \frac{\rho_{xj}}{m_j}, \quad \alpha_{ij} = \frac{\rho_{ij} + \sigma_n^2 \delta_{ij}}{m_j} \quad (4)$$

ここに、 α_{xj}, α_{ij} はそれぞれの観測に適用される重みである。 σ_n^2 は観測誤差分散と第一推定値の誤差分散の比であり、 δ_{ij} は Kronecker delta である。空間相関係数 ρ はガウス型の関数に従うと仮定している。 $nobs$ は同化に使用する観測点の総数である。

$$\rho_{ij} = \exp(-|r_{ij}|/R^2) \exp(-|\Delta z_{ij}^2|/R_z^2) \quad (5)$$

ここに、 r_{ij} はそれぞれの観測点とモデルグリッドとの水平距離、 Δz は鉛直距離、 R は水平相関距離、 R_z は鉛直相関距離である。内挿の重み m_i はそれぞれの観測点の周りの観測点の密度で正規化されている。

$$m_i = \sigma_n^2 + \sum_{j=1}^{nobs} \rho_{ij} \quad (6)$$

第一段階の修正を行う際 ($n=1$) では、前の段階のグリッド上の解析値が存在しないため、観測点上の解析値を (3) を使って求めることができない。その

ため、観測点上の解析値 $s_j^o(0)$ は第一推定値を三次関数を使って内挿して求められる。

等温位面解析の方式に従ってデータを解析するオプションも用意されている。このオプションでは、鉛直方向の相関を高さではなく温位の差の関数であると仮定して解析を行う。

$$\rho(n) = \exp(-|r_{ij}|^2/R^2) \exp(-|\Delta \theta_{ij}^2|/R_\theta^2) \quad (7)$$

R_θ は鉛直方向の相関温位差である。

計算時間を短縮するために、水平相関距離 R は第一段階から第四段階にかけて次第に小さくなっていく。

$$R(n) = \kappa_n \kappa_v R_o \quad (8)$$

例えば、 $\kappa_n = (2.0, 1.0, 0.8, 0.4)$

また、 κ_v は変数に応じて相関距離を変更できるようにする係数であり、例えば湿度のみ相関距離を短くすることができる。

3. 再現計算の設定と使用したデータ

3.1 再現計算の設定条件

本研究では琵琶湖プロジェクトの集中観測が実施された 2001 年 8 月 14 日と 15 日について再現計算を行う。ADAS によるデータ同化の有効性を検討するため、GPV データを内挿して初期値を作成した事例と、それを第一推定値としてさらに ADAS によるデータ同化を行い初期値を作成した事例を比較する。

本研究で用いた設定を Table 1 に示す。本研究ではオプションの設定は出来る限り CAPS が推奨するものを用い、土壌植生モデルと大気放射は最も厳密な形で解かせている。境界条件として GPV 予報値や前ステップの結果を内挿して与える際、モデル領域内部の値との食い違いが生じ境界付近でひずみが生じることがある。それを軽減させるために、領域の境界から 5 グリッドを緩衝領域に設定しひずみを減衰させるように設定している (boundary relaxation)。

対象領域は琵琶湖プロジェクト集中観測点がある琵琶湖北東部である。より詳細な解析を行うべく水平のグリッド間隔を小さく設定したため、使用する GPV の格子間隔との差が大きくなっている。そこで、計算を 3 段階にして step1, step2, step3 の順に領域も格子間隔も狭めていく。計算領域と、再現計算を行った時間についての情報を Table 2, 3 に示す。

Table 1 Model configuration

Dynamic Framework	Nonhydrostatic and fully compressible (3-D)
Coordinate System	Vertically-stretched terrain-following grid (43 layer) (Lowest level is 50m AGL. Model top is 16 km MSL) 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 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 tkeopt=3 for step1, tkeopt=1 for step2 and step3
PBL Scheme	Convective PBL turbulence based on TKE scheme
Surface Layer	bulk aerodynamic drag laws with stability-dependent
Soil Model	1-layer Soil and Surface Energy Balance Model (ISBA) 11 Soil Categories, 13 Vegetation Categories
Longwave and Shortwave Radiation	Atmospheric Radiative Transfer (Tao)

Table 2 Simulation domain

step	center(lat,lon)	grid number	Δx
step1	N34.60, E135.40	52×52	16km
step2	N34.80, E135.86	72×82	4km
step3	N35.37, E136.86	62×62	1km

Table 3 Simulation period

step	start (initial)	period	Δt
step1	12:00UTC(21:00JST)	30hours	8sec
step2	18:00UTC(03:00JST)	15hours	5sec
step3	18:00UTC(03:00JST)	15hours	1sec

3.2 ADAS の設定

ADAS の設定は座標系と地形に関する情報は ARPS と同様に設定し、使用するデータファイルの設定以外は基本的にデフォルトの設定を用いた。気圧場の修正は行わず、風速場の修正は鉛直方向の風速を水平方向の発散から連続の式を使って求め、上端の境界条件を満たすように修正するオプションを用いた。

3.3 使用したデータ

(1) 初期値及び境界値に使用したデータ

初期値、あるいは初期値の第一推定値として、また境界値として、GPV 上層のデータに GPV 地上のデータを加えたものを用いた。GPV 地上のデータの格子間隔は約 20km であり、GPV 上層のデータの格子間隔は水平方向に約 40km であるため、GPV 地上のデータで GPV 上層のデータの格子点と重なっている点に隣り合う 4 点の平均をとったものを内挿した。初期条件境界条件に使用した GPV は 12 時間毎の予報サイクルで 3 時間毎の値が提供されている。本研究では夜明け前から計算を開始するために、12UTC(21:00JST) を初期時刻とした GPV を使用する。

(2) 同化に使用したデータ

ADAS によるデータ同化はネスティングの各段階において初期値を作る際に行われ、各 step ごとに同化するデータ、設定などを変えることが出来る。本研究の ADAS を使用した事例では、step1 で地上気象観測データと高層気象観測データを、step2, step3 で地上気象観測データ、AMeDAS データ、高層気象観測データ、琵琶湖プロジェクト集中観測時

の GPS ゾンデデータを同化した。それぞれのデータについて step1, step2, step3 の領域内に入っている観測点の水平分布を Fig.1 に示す。図中●は AMeDAS 観測点, ■は地上気象観測点, ○は高層気象観測点を示す。

- 地上気象観測 (SDP)

各地の気象官署で行われている観測であり、気象測器によって気圧、気温、水蒸気量、風向・風速、降水量、日照時間、日射量(直達、全天)を観測しているが、本研究ではこのうち気圧、気温、水蒸気量(相対湿度)、風向・風速を同化に用いた。日本では約 60 の気象官署が 1 時間おきの観測を実施しているが、本研究で対象としているメソスケールの現象を表現するには空間スケールが不十分である。

- AMeDAS(地域気象観測システム)

全国約 1300 地点の観測所で降水量を測定し、そのうち約 840 地点では風向・風速、気温、日照時間を加えて 4 気象要素の測定が行われている。AMeDAS 観測所の間隔は、降水量で平均 17km, 4 要素で平均 21km である。このため、このデータを同化することでより局所的な気象現象の再現性が向上することが期待できる。同化したのは風向・風速、気温である。

- 高層気象観測 (Upper Air)

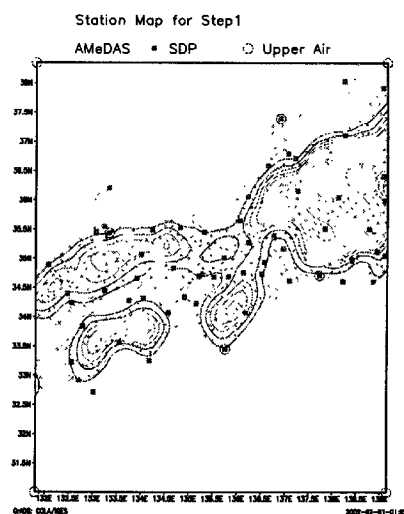
全国 20 地点で行われており、毎日 9JST と 21JST にレーウィンゾンデ観測が行われ、気圧、気温、相対湿度、風向・風速を測定し、3JST と 15JST にレーウィン観測が行われ、気圧、風向・風速を測定している。気象庁が提供しているのは、23 の等気圧面についての値である。

- 琵琶湖プロジェクト集中観測時の GPS ゾンデデータ

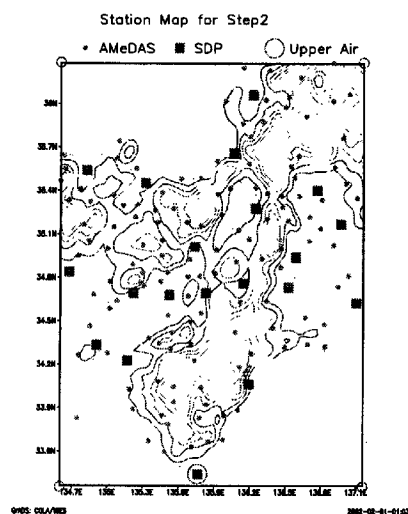
2001 年 8 月 14 日から 8 月 15 日にかけて 3 時間間隔で実施された GPS ゾンデのデータであり、高層気象観測同様、気圧、気温、相対湿度、風向・風速を測定する。ゾンデ打ち上げ地点は伊香高校千田農場跡地であり、琵琶湖北東岸の北緯 35.49°, 東経 136.49° に位置する。

(3) 観測誤差分散と予報誤差分散の与え方

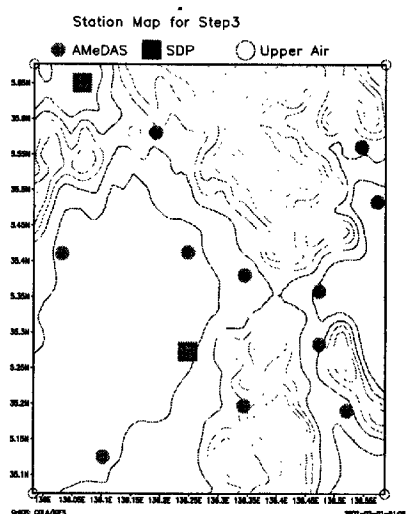
ADAS によるデータ同化を行うためには、観測誤差分散と第一推定値の予報誤差分散との比、 σ_n^2 を与える必要がある。本来これをどう与えるかが観測値の内挿の重みを決定する上で重要になっているが、今回は GPV と誤差の情報に関するデータを入手することが出来なかったため、ADAS に添付されていた誤差情報を代わりに用いることとした。GPV に関しては RUC(Rapid Update Cycle) の誤差情報



(a) step1



(b) step2



(c) step3

Fig.1 Location of meteorological stations

Table 4 Prediction error of RUC

Z(m)	P(hPa)	T(K)	RH(%)	U(m/s)
0	3.0	3.0	30	5.0
100	3.0	3.0	30	5.0
500	3.0	3.0	20	5.0
1000	3.0	3.0	20	5.0
1500	3.0	3.0	20	5.0
2000	2.5	2.5	20	5.0
3000	2.0	2.0	20	5.0
4000	2.0	2.0	20	5.0
5000	2.0	2.5	20	5.0
5500	2.0	2.5	20	5.0
7000	2.0	2.5	20	6.0
8000	2.0	2.5	20	6.0
9000	2.0	2.5	20	7.0
10000	2.0	2.5	20	7.0
12000	2.0	2.5	20	7.0
16000	2.0	3.0	20	8.0
20000	2.0	3.0	20	8.0

Table 5 Measurement error of SYNOP

P(hPa)	T(K)	RH(%)	U(m/s)
1.0	2.0	5	1.0

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、高層観測と琵琶湖プロジェクト GPS ソンデ観測データについては USsonde の誤差情報を用いた。その具体的な値については Table 4, 5, 6 に示す。

4. 計算結果の検証と考察

以下, step1, step2, step3 はそれぞれ第 3 章で述べたとおり one-way nesting を行った際の段階を示す。ADAS によるデータ同化を行った事例を添え字 a をつけて (step3a など)GPV のみを使用した事例と区別する。

4.1 検証方法

再現計算の検証は、各事例の step3 について琵琶湖プロジェクト集中観測時の GPS ソンデデータと step3 の領域内に入っている AMeDAS の 4 要素観測点 (降水のみの観測点は除外した) と地上気象観測点について比較を行う。各観測点の位置と名前、及び本章で用いる地名については、Fig.2 に示す。

Table 6 Measurement error of USsonde

Z(m)	P(hPa)	T(K)	RH(%)	U(m/s)
111	0.6	1.2	5	2.0
540	0.6	1.2	5	2.0
988	0.6	1.2	5	2.0
1457	0.6	1.0	5	2.0
1949	0.6	1.0	5	2.0
2466	0.6	1.0	5	2.0
3012	0.6	1.0	5	2.0
3591	0.6	1.0	5	2.5
4206	0.6	1.0	5	2.5
4865	0.6	1.0	7	2.5
5574	0.6	1.0	7	2.5
6343	0.6	1.0	7	3.0
7185	0.6	1.0	10	3.0
8177	0.6	1.0	10	3.5
9163	0.6	1.0	12	3.5
10362	0.5	1.5	15	3.5
11774	0.5	1.8	15	3.5
13507	0.5	1.8	15	3.5
15795	0.4	2.0	15	3.0

(1) GPS ソンデ

特に 8 月 15 日のデータの中に異常と思われるデータが含まれていたため、風速 30m 以上あるいは 0.4m 以下、温位が 280K 以上であった高度について全ての観測要素を排除した。モデル出力との比較を容易にするために 500m, 1000m, 1500m, 2000m, 2500m, 3000m, 3500m, 4000m, 5000m, 6000m の各高度で上下 160m についての平均を取ったものを使用した。上下 160m に 1 点も観測値が残らない場合にはその上下の高度の値を線形内挿することとした。

モデル出力の鉛直分布は、水平方向についてはゾンデ打ち上げ点の緯度経度に近い順に 4 点を取りだし、その 4 点についてモデルの各層での値の算術平均を求めて取り出すこととした。ゾンデデータの観測値はゾンデが実際に通過した点の軌跡に沿った値を示しているというよりも、打ち上げ点付近の大気の平均的な鉛直分布を代表するものとして扱う方が妥当であるためである。

(2) AMeDAS 及び地上気象観測

観測点の値と比較するために、解析値から観測点の緯度経度に水平方向距離で最も近いグリッドでのモデル地表面から 10m の高さの点の値を求めることとした。地表面に近い点で観測を行っていること

による影響を考慮に入れるため、水平風速、温位、比湿については対数則を適用して値を取り出すこととした。気圧については高度について線形内挿を行い、相対湿度については対数則を用いて取り出した比湿の値から求めた。

対数則に基づく風速、温位、比湿の鉛直分布は、大気の安定度によって用いる式が異なる。大気の安定度は Monin-Obukhov の安定度スケール L を

$$L = -\frac{u_*^2}{k(g/T)T_*} \quad (9)$$

によって求め、 $z/L > 0$ のとき安定、 $z/L = 0$ のとき中立、 $z/L < 0$ のとき不安定である。ここに u_* は摩擦速度、 k はカルマン定数、 g は重力加速度、 T は気温、 T_* は摩擦温度である。 T_* は $T_* = -\frac{H}{c_p \rho u_*}$ で定義される。ここに H は顕熱フラックス、 c_p は定圧比熱、 ρ は空気密度である。

対数則による風速、温位、比湿の鉛直分布は次式で表される。

$$\Psi_M = \frac{k}{u_*} U \quad (10)$$

$$\Psi_H = \frac{c_p \rho k u_*}{H} (\theta_s - \theta) \quad (11)$$

$$\Psi_E = \frac{\rho k u_*}{E} (q_s - q), q_s = q_{sat}(T_s) \quad (12)$$

ここに、 E は潜熱フラックス、 $*$ は地表面での値である。 $\Psi_{M,H,E}$ はそれぞれ風速、温位、比湿の無次元プロファイル関数である。

この方法を用いる際には、モデル地形を作成する段階でスムージングをかけているためにモデル地表面の標高と実際の地形の標高とが必ずしも一致していないことに注意する必要がある。気温についてはモデル地表面と観測点との標高差を求め、気温が乾燥断熱減率 $\Gamma_d = 0.00976 K m^{-1}$ で高度とともに減少するとして補正を行った。

Fig.3 に大気の安定性を考慮して対数則を用いた場合、大気が中立であると仮定して対数則を用いた場合、対数則を用いず線形内挿を行った場合の気温、風速の鉛直分布 (14 日 13:00JST 彦根) を示す。

4.2 検証と考察

(1) 再現結果の定性的な考察

(a) 8 月 14 日の事例 Fig.4, 5 はそれぞれ step3, step3a による 12:00JST から 1 時間ごとの降水量分布を示したものであり、step3, step3a ともに伊吹山地付近で激しい降水が計算された。一方 AMeDAS ではこの日は降水は観測されていない。

Fig.6, 7 はそれぞれ 8/14 の 3 時間毎の比湿と温位の鉛直プロファイルであり、上図は GPS ゾンデ

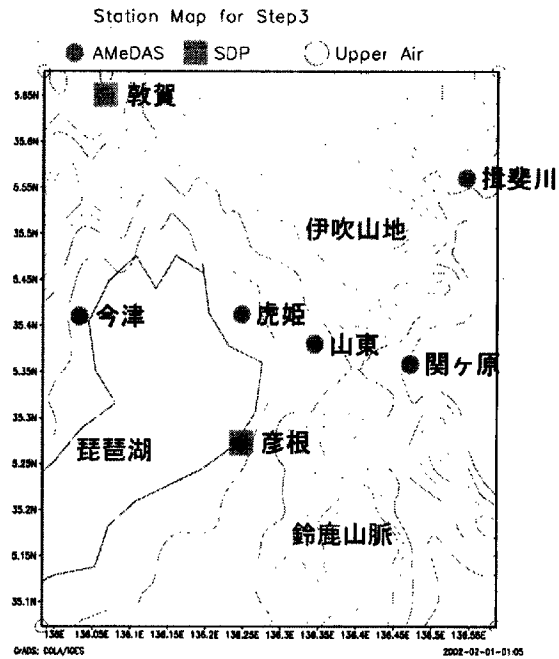
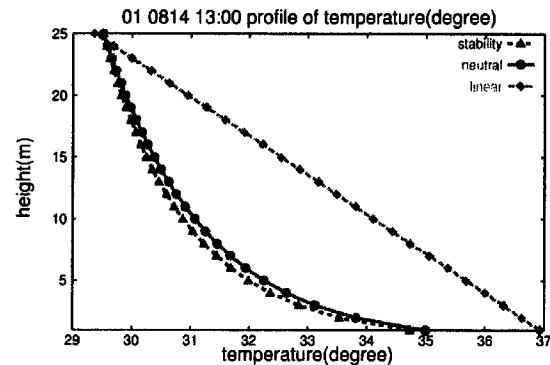
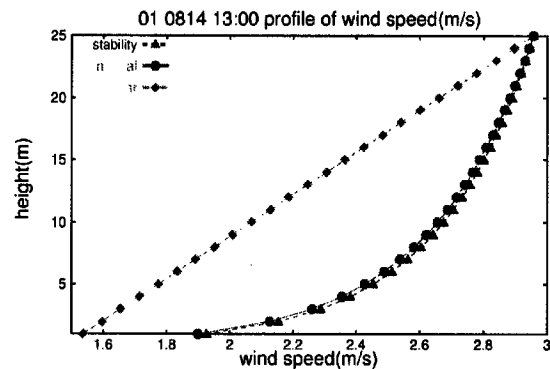


Fig.2 Name of the meteorological station



(a) air temperature



(b) wind speed

Fig.3 Difference of vertical profile between surface and lowest level of the atmosphere (blue: stability dependent, red: neutral, purple: linear interpolation)

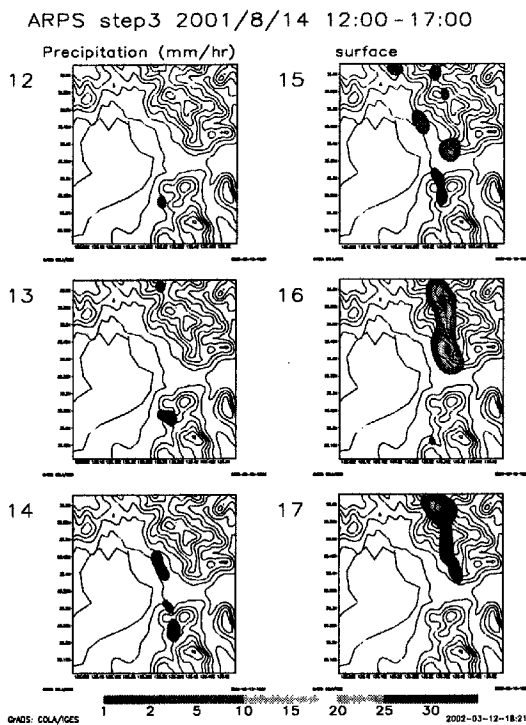


Fig.4 14th Aug. : hourly precipitation (step3)

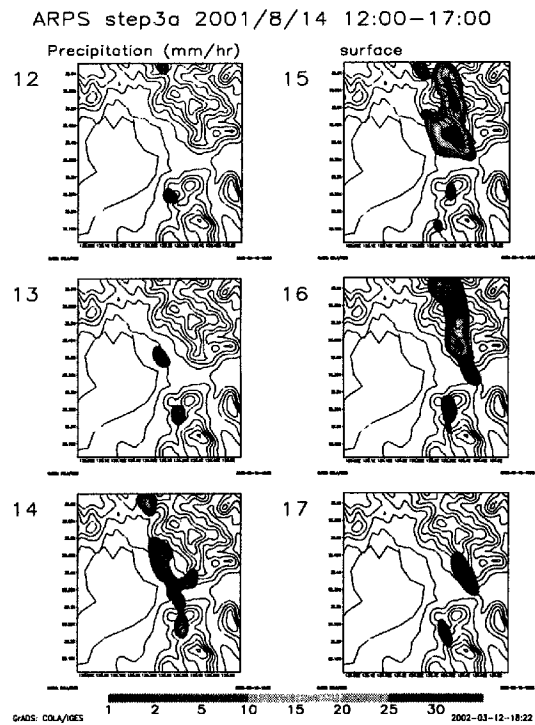


Fig.5 14th Aug. : hourly precipitation (step3a)

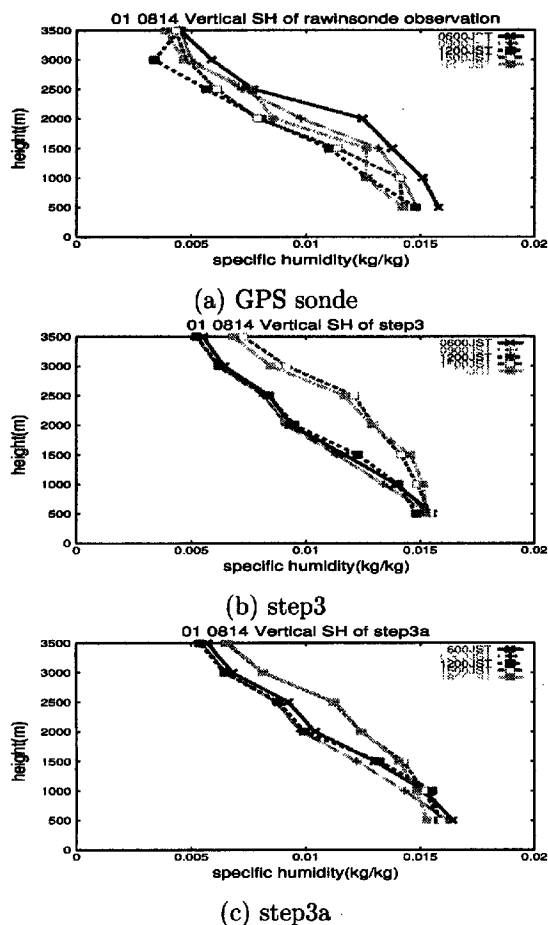


Fig.6 14th Aug.: Vertical profile of specific humidity

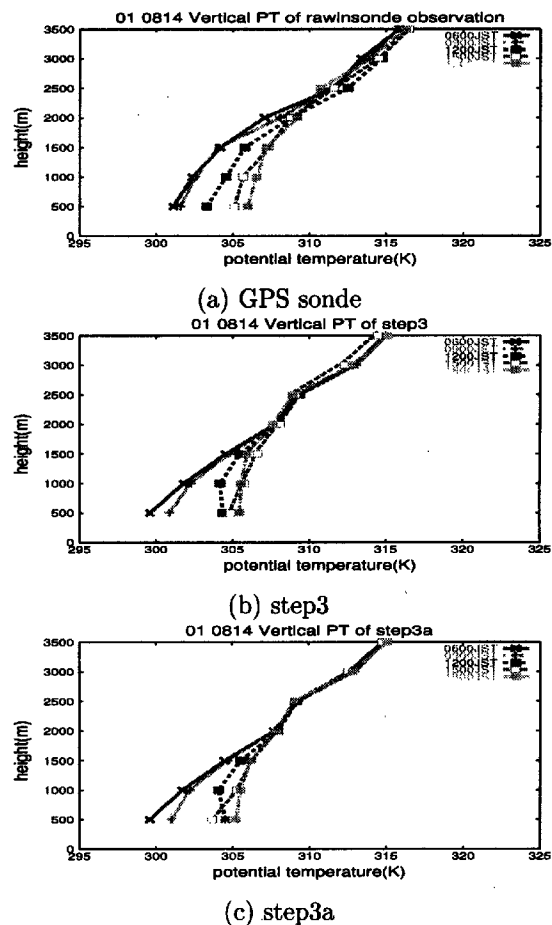


Fig.7 14th Aug.: Vertical profile of potential temperature

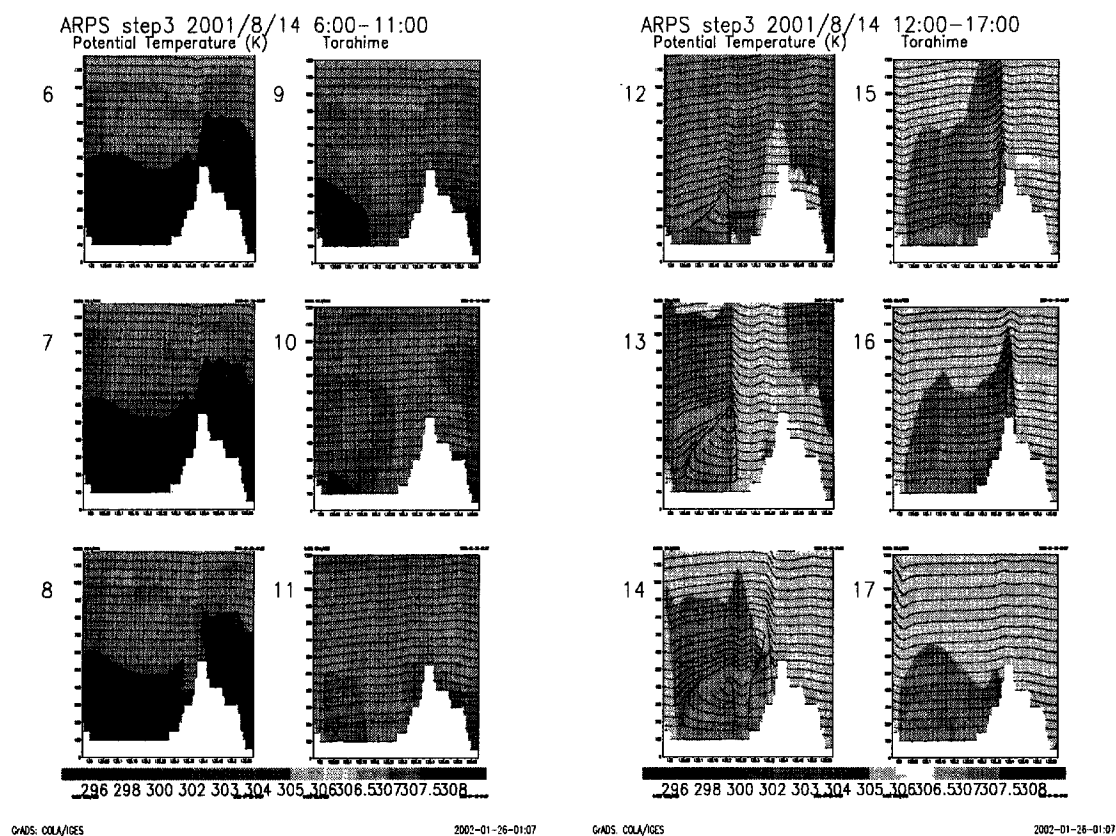


Fig.8 14th Aug.: east-west vertical section of potential temperature and stream line (step3)

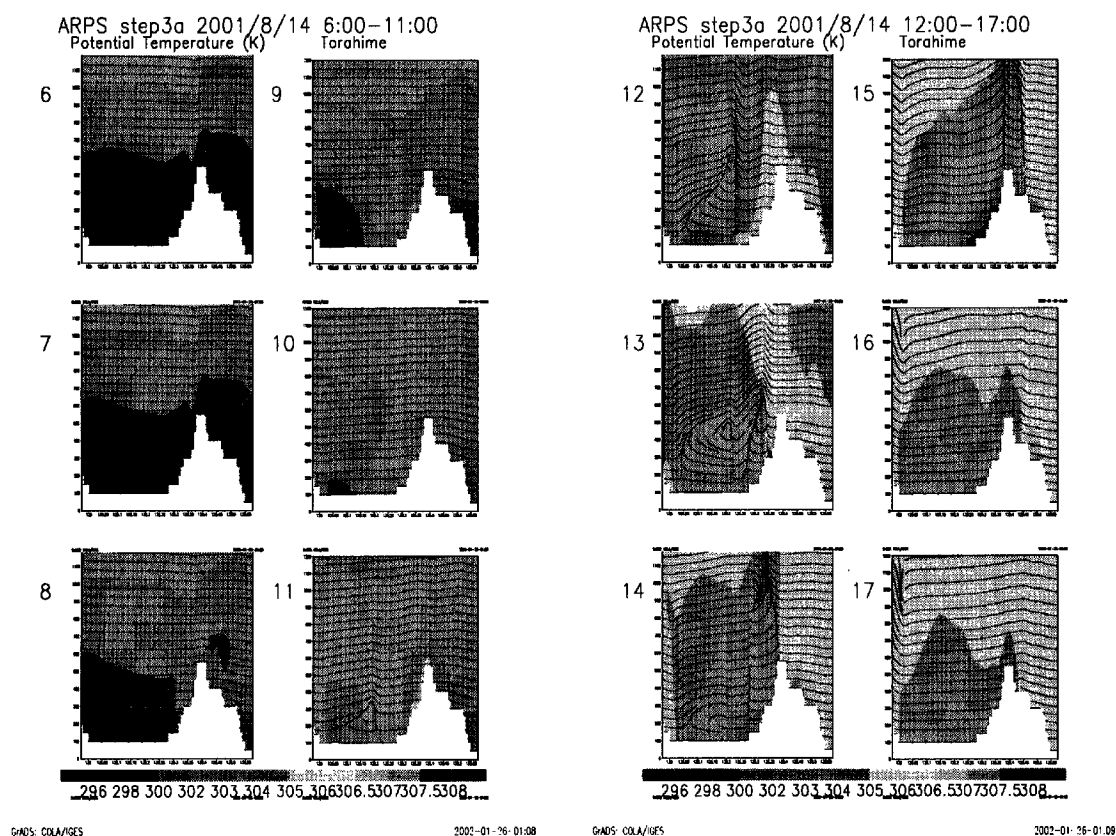


Fig.9 14th Aug.: east-west vertical section of potential temperature and stream line (step3a)

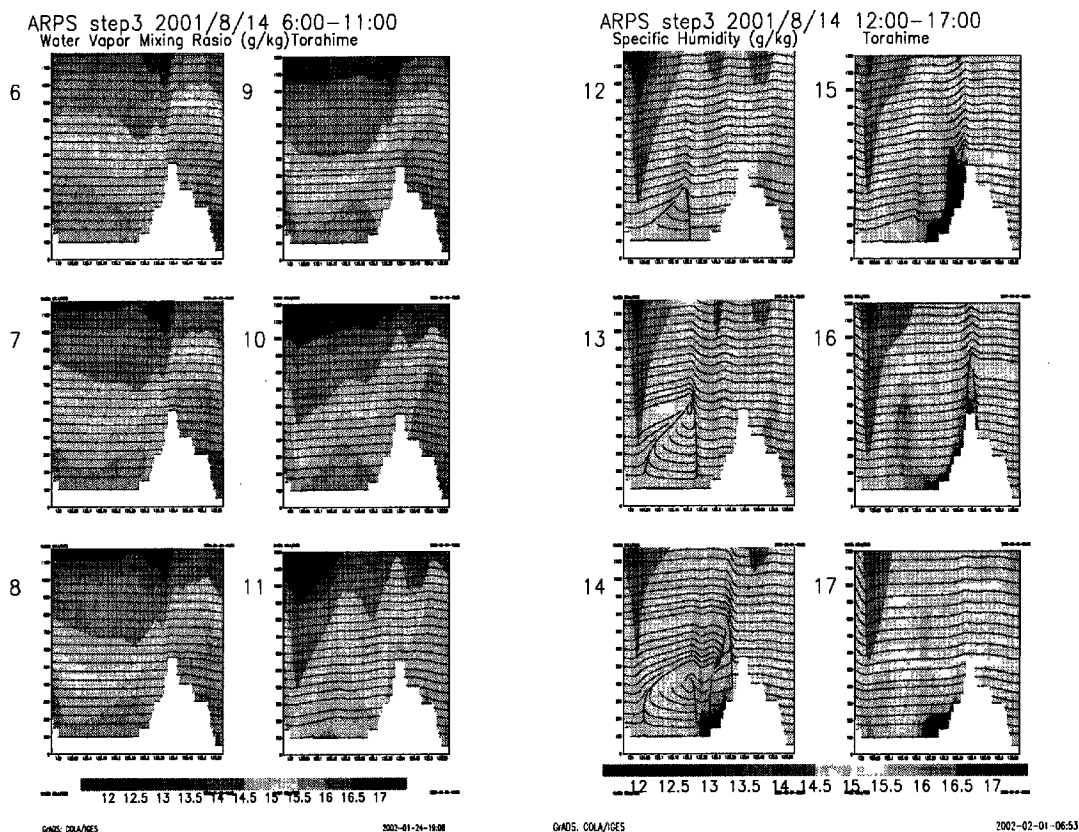


Fig.10 14th Aug.: east-west vertical section of specific humidity and stream line (step3)

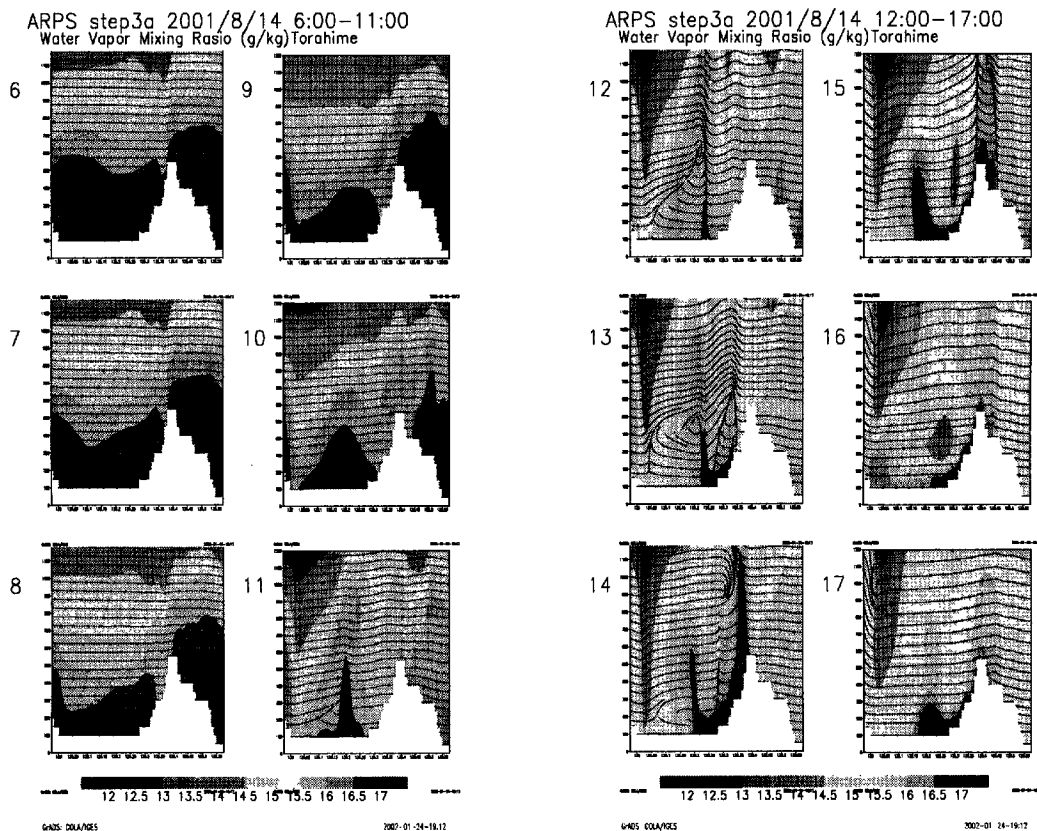


Fig.11 14th Aug.: east-west vertical section of specific humidity and stream line (step3a)

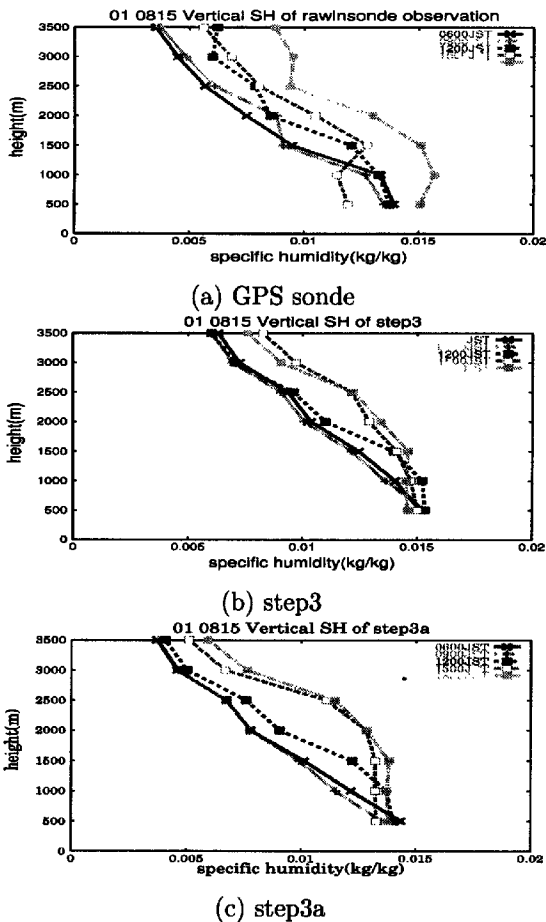


Fig.12 15th Aug.: Vertical profile of specific humidity

による観測値，中図は ARPS による解析値 (step3)，下図は ARPS による解析値 (step3a) を示している。虎姫付近 (北緯 35.412 度) で切った東西方向の温位と比湿の鉛直断面図 (Fig.8, 10) をみると，12:00JST から 13:00JST には琵琶湖とその東岸の陸域とでは陸域の方が温まりやすいために温位差が生じ，それを解消するように琵琶湖から陸域に向かって風が吹く湖陸風の循環による上昇流が発達しており，その上昇流に伴って琵琶湖東岸に水蒸気が収束している。この水蒸気の収束は比湿鉛直プロファイル (Fig.6) で 12:00JST から 15:00JST に計算値の方が観測値よりも比湿が高くなっていることにも現れている。また，13:00JST には，湖陸風の循環の発達によって東から吹いてくる一般風の流れが妨げられ，伊吹山地付近の地表で暖められた空気が西へ運ばれにくくなり，温位が上昇している。それによって 14:00JST の段階では琵琶湖北東岸の山岳部で上昇流が生じている。これらがこの時間帯に見られる強い降水の引き金になっていると考えられる。

降雨分布図 (Fig.4, 5) を比較すると，step3a の

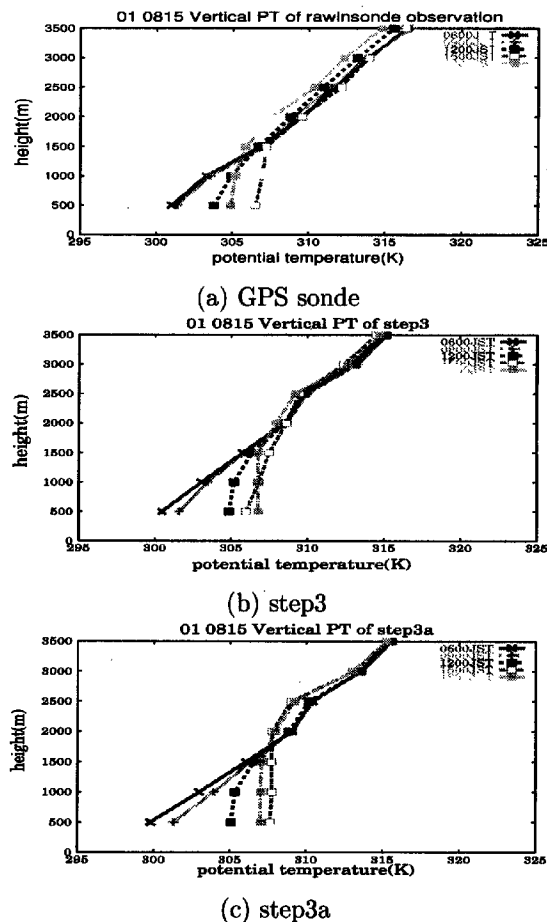


Fig.13 15th Aug.: Vertical profile of potential temperature

方が伊吹山地付近で発生している降水がより激しく，発生する時間も早くなっている。また，比湿鉛直断面図 (Fig.11) では，step3 と同様に比湿が 12:00JST から 15:00JST にかけて琵琶湖東岸に収束している。湖陸風と思われる循環が発達し，一般風の流れを妨げて琵琶湖東岸に温位の高い部分が生じ上昇流が発生している状況は同じだが，その時間は 1 時間ほど早まり，上昇流の発達する高さもより高くなっている。これは，温位鉛直断面図 (Fig.8, 9) で琵琶湖付近の温位は step3 と step3a でほぼ同じであるが，琵琶湖東岸および伊吹山地付近での温位の上昇は step3a の方が大きいいため，琵琶湖と陸域の温位差がより大きくなっているためであると考えられる。温位の鉛直プロファイル (Fig.7) から，12:00JST で step3a の地表面付近の温位が step3 よりも高くなっている事が理解できる。湖陸風の循環が発生する時間が早く，循環が高くまで発達しているために step3a では降水が早く発生し，より強くなっていると考えられる。また，比湿鉛直断面図 (Fig.10, 11) からわかるように全体的に step3a の方が水蒸気量

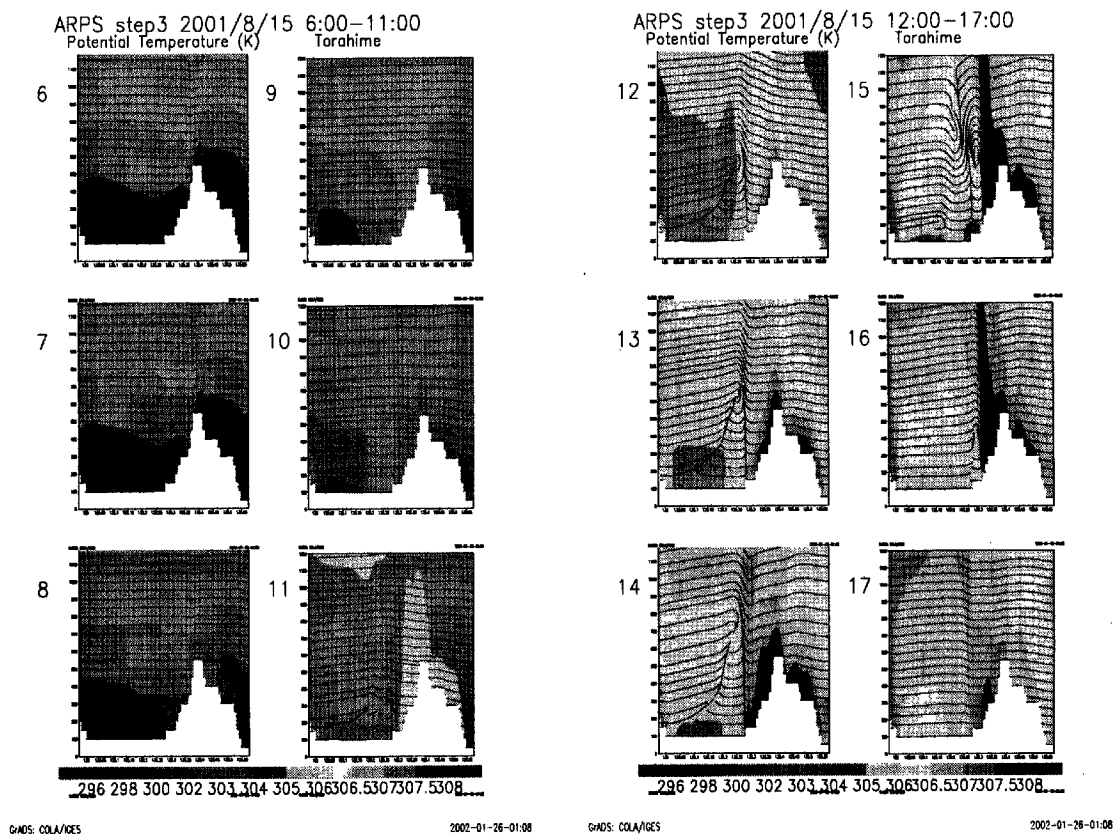


Fig.14 15th Aug.: east-west vertical section of potential temperature and stream line (step3)

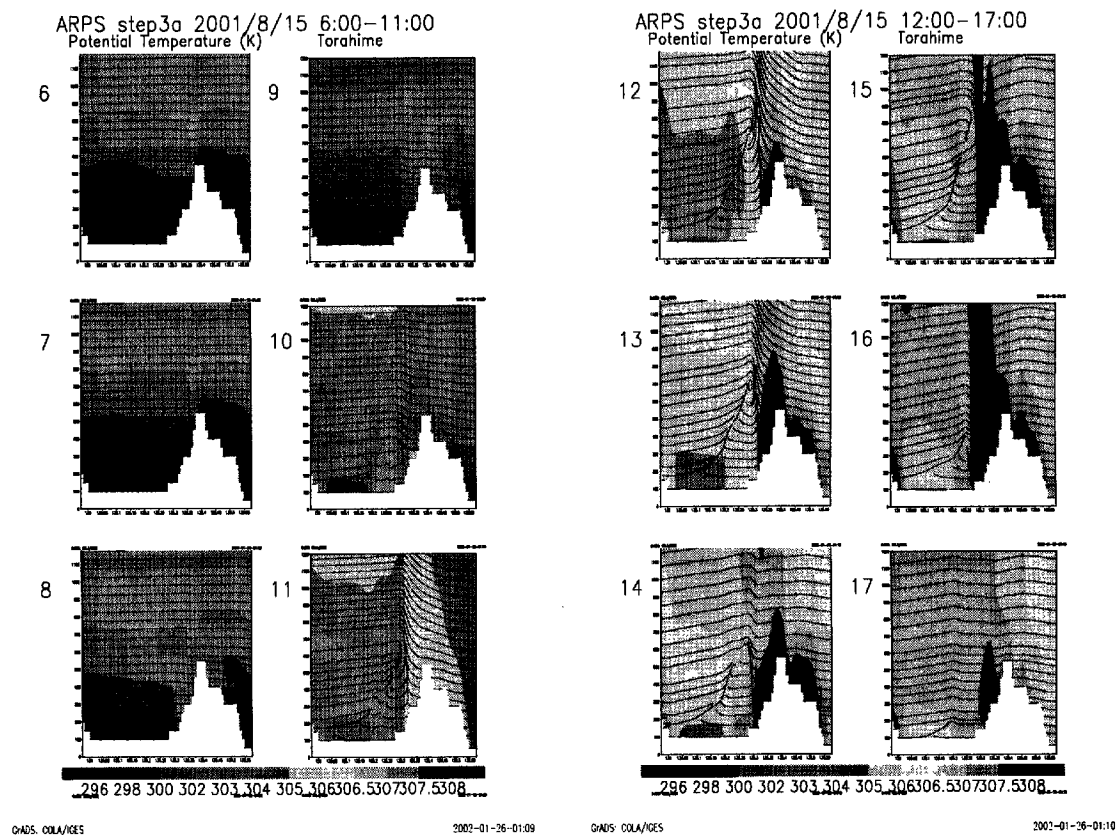


Fig.15 15th Aug.: east-west vertical section of potential temperature and stream line (step3a)

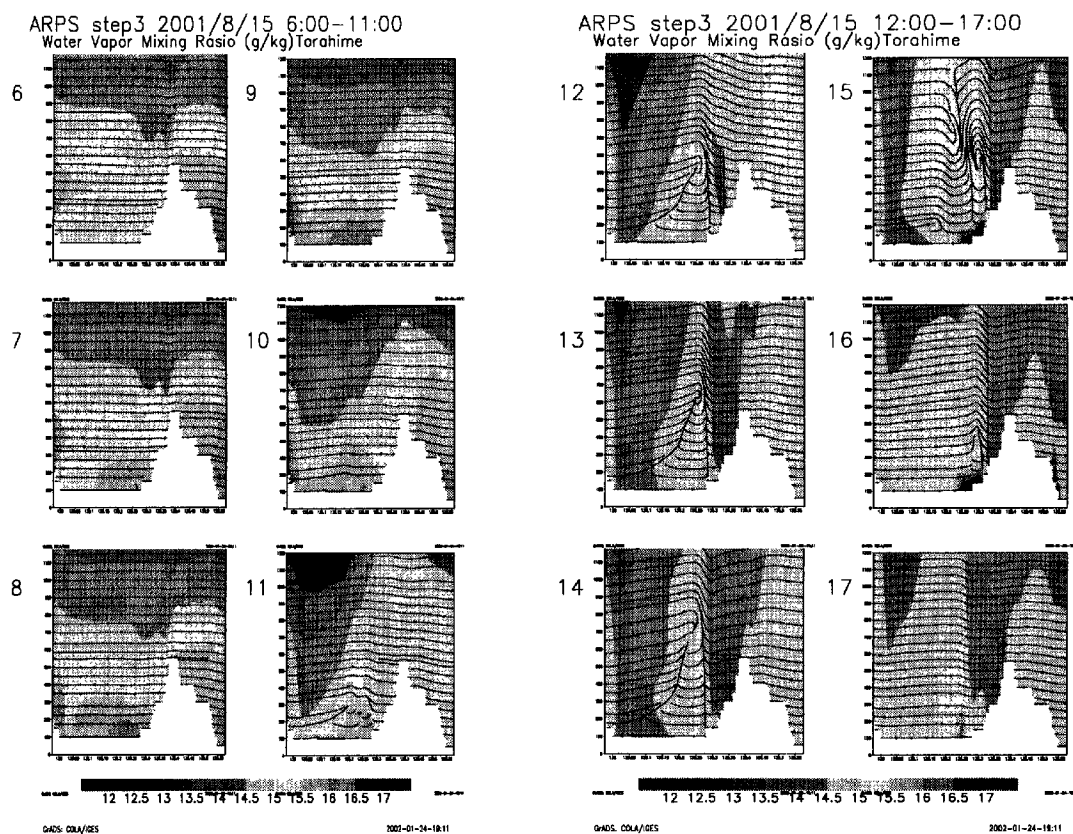


Fig.16 15th Aug.: east-west vertical section of specific humidity and stream line (step3)

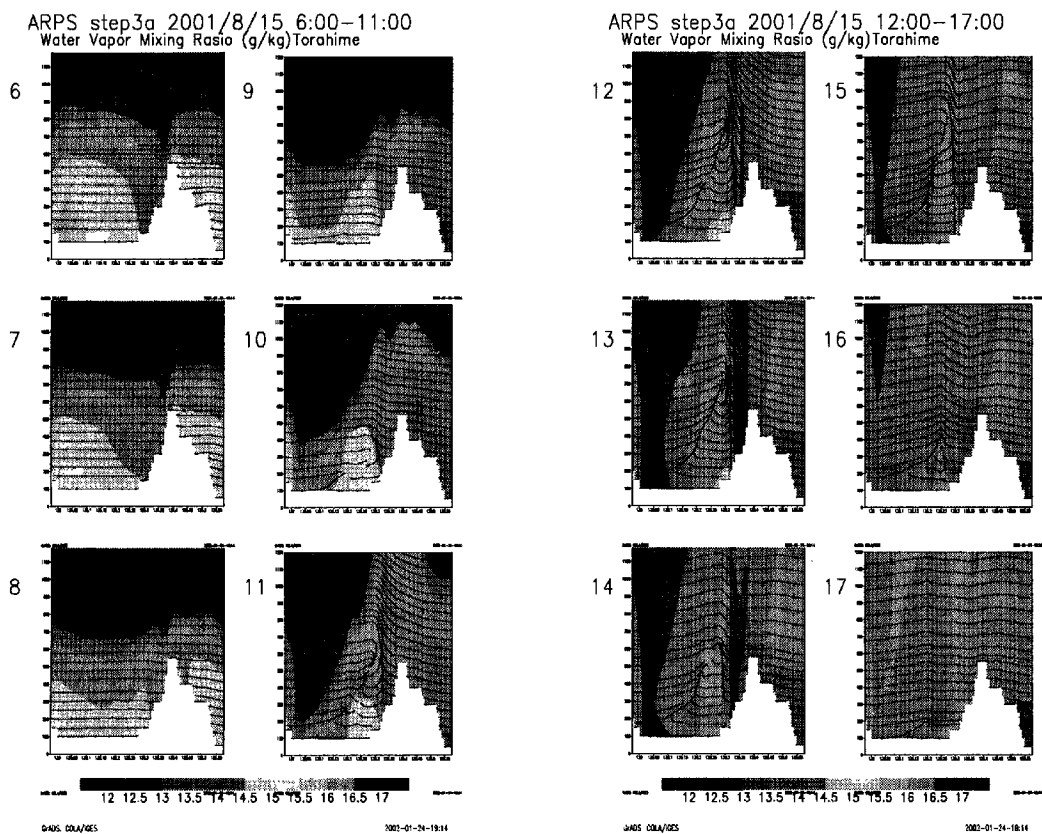


Fig.17 15th Aug.: east-west vertical section of specific humidity and stream line (step3a)

が多くなっていることもその原因の一つであると考えられる。

(b) 8月15日の事例 図示はしないが、step3aの事例では14日の事例で見られるような強い降水が発生しておらず、step3の事例でも降水は発生しているが14日の事例ほど強くはない。

Fig.12, 13はFig.6, 7と同様の図であり、8/15の事例について示している。Fig.13の12:00JSTの値を見ると、14日(Fig.7)と同様に地表面付近が観測値よりも早く温まっていることがわかる。

温位鉛直断面図(Fig.14, 15)を見ると、14日の事例と同様の循環が起こっているものの、上昇流の発生する位置がより東寄りになっている。Fig.14を見ると琵琶湖付近の温位が14日(Fig.8)よりも高く琵琶湖東岸との温位差が小さくなっており、その結果湖陸風の循環が14日に比べて弱くなっていると考えられる。

一般風と湖陸風の両方が弱いために両者のぶつかり合いによる上昇流がそれほど強くならなかったことが15日の事例で強い降水が発生しなかった原因の一つであると考えられる。Fig.12によると、GPSゾンデ観測では18:00JSTで比湿が最大となり、地上付近以外では他の時刻に比べて15:00JSTと18:00JSTの比湿が大きくなっている。step3a, step3とも比湿が最大になるのが18:00JSTであり、15:00JSTから18:00JSTの比湿が他の時間よりも大きくなっていることは良く再現できている。step3aでは15:00JSTに地表面付近で比湿が最低となることも再現されている。

比湿鉛直断面図(Fig.16, 17)から考察すると、15:00JSTの比湿が他の時間と比べて大きくなっているのは先に述べたような局地的な循環が発生し、その上昇流の部分に水蒸気が収束するためと考えられるが、この日ではそれが現実の状況に近かったと考えられる。また、15:00JSTの比湿が地上付近でどの時刻よりも低くなっている傾向がstep3aでは現れていることについては、循環によって収束した水蒸気が上昇流に沿って上方へ輸送されていくが、14:00JSTの段階で地上付近の水蒸気が収束されきった状態になっており、15:00JSTの段階では横からの水蒸気の流入が無いままに上昇流によって上方へ水蒸気が運搬されるため、地上付近の比湿が低くなるのだと考えられる。

step3では全体的に比湿の値がstep3aに比べて高くなっていることに加えて、15:00JSTの段階で降水が発生しており、それに伴う下降流が地上付近に水蒸気を供給しているものと考えられる。18:00JSTで比湿の値が最も高くなっているのは、17:00JST

の鉛直断面図で領域の東側に比湿の高い部分が見られ、18:00JSTの段階でその部分が東からの一般風によって運ばれて琵琶湖東岸まで達していることから、一般風による水蒸気の移流が主な原因ではないかと考えられる。

比湿の鉛直断面図(Fig.16, 17)からわかるとおり、14日のstep3に比べて15日のstep3における比湿は全体的に若干小さくなっており、step3aではさらに小さくなっている。このことが、15日のstep3での降水が弱く、step3aでは降水が発生しないもう一つの要因であると考えられる。

4.3 再現結果の精度についての検証と考察

(1) GPS ソンデデータを用いた検証

GPS ソンデ観測と解析結果との比較は、各要素について3:00JST, 6:00JST, 9:00JST, 12:00JST, 15:00JST, 18:00JSTで各層の値を積算して平均二乗誤差を求めて行った。

14日の事例について時間ごとの相関係数と平均二乗誤差をTable 7, 8にまとめた。圧力、温位に関しては大きな改善は見られず、風向、風速、比湿についてデータ同化による改善が見られた。特に比湿、風速については全ての時間で相関係数、平均二乗誤差のいずれか、あるいは両方で精度が大きく向上していることがわかる。

15:00JST以降の風向の相関係数はデータ同化によって改善されておらず、18:00JSTでは平均二乗誤差は改善されているが非常に大きな値をとっている。これは、先に述べたように、この時間帯に伊吹山地付近において発生するAMeDAS観測値では見られない降水がstep3aの方でより激しくなっており、降水による強い下降流も同様にstep3aで強くなっていることが原因であると考えられる。

15日の事例についてTable 9, 10を見ると、風速、温位、比湿の精度が再現計算の全体にわたって向上している事がわかる。風向の再現精度が悪くなっているのは、先に述べたようにこの日の風速が14日に比べて小さく、風速の平均成分に比べて変動成分の影響が大きくなった結果、風向の時間変動が激しくなっているためではないかと考えられる。

(2) 地上観測データを用いた検証

AMeDAS及び地上気象観測データと解析値との比較は、時間による誤差の特徴と場所による誤差の特徴を把握するために2通りの方法で行った。一つは気温、風向、風速について観測値と解析値を変数に取り、各時刻ごとにstep3領域内の6つの観測点で相関係数と平均二乗誤差の空間平均値を求める方法で、もう一つは同じく気温、風向、風速について

Table 7 Correlation Coefficient with upper air sounding on 14th Aug. (step3-step3a)

JST	P(hPa)		WD(deg)		U(m/s)		PT(K)		SH(kg/kg)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
3:00	0.8414	0.8412	0.952	0.964	0.649	0.919	0.9968	0.9987	0.9801	0.9948
6:00	0.8437	0.8437	0.823	0.835	-0.132	0.713	0.9945	0.9944	0.9716	0.9789
9:00	0.8426	0.8426	0.555	0.534	-0.569	-0.006	0.9961	0.9960	0.9855	0.9880
12:00	0.8424	0.8425	0.616	0.620	-0.205	-0.268	0.9874	0.9856	0.9823	0.9825
15:00	0.8429	0.8428	0.436	0.297	-0.577	-0.016	0.9913	0.9948	0.9315	0.9586
18:00	0.8409	0.8409	-0.241	-0.273	0.414	0.388	0.9980	0.9985	0.9679	0.9730

Table 8 Root Mean Square Error with upper air sounding on 14th Aug. (step3-step3a)

JST	P(hPa)		WD(deg)		U(m/s)		PT(K)		SH(kg/kg)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
3:00	7.0543	7.1850	14.781	7.380	1.2744	0.6352	0.9806	0.6046	0.00106	0.00063
6:00	6.8724	6.8735	27.535	27.718	2.1586	2.0674	1.0700	1.1026	0.00146	0.00121
9:00	7.4689	7.4500	39.402	40.438	2.4942	2.4647	0.8392	0.8611	0.00097	0.00102
12:00	6.9902	6.9851	36.536	36.388	2.2897	2.2505	1.3378	1.4211	0.00149	0.00192
15:00	6.9032	6.8941	36.098	37.431	2.0742	1.8386	1.3123	1.3266	0.00316	0.00275
18:00	7.3328	7.3353	90.198	87.949	1.9395	1.4922	1.0595	1.0061	0.00270	0.00245

Table 9 Correlation Coefficient with upper air sounding on 15th Aug. (step3-step3a)

JST	P(hPa)		WD(deg)		U(m/s)		PT(K)		SH(kg/kg)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
3:00	0.8431	0.8431	0.493	-0.242	0.654	0.905	0.9985	0.9989	0.9917	0.9945
6:00	0.8426	0.8426	0.341	0.159	-0.035	0.365	0.9982	0.9990	0.9846	0.9930
9:00	0.8436	0.8436	0.624	0.574	-0.262	-0.038	0.9969	0.9975	0.9848	0.9847
12:00	0.8432	0.8432	0.660	0.724	-0.377	-0.315	0.9969	0.9974	0.9834	0.9815
15:00	0.8409	0.8409	0.231	0.344	-0.696	-0.417	0.9918	0.9848	0.9737	0.9659
18:00	0.8450	0.8450	-0.843	-0.894	0.394	0.334	0.9923	0.9910	0.9651	0.9590

Table 10 Root Mean Square Error with upper air sounding on 14th Aug. (step3-step3a)

JST	P(hPa)		WD(deg)		U(m/s)		PT(K)		SH(kg/kg)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
3:00	7.217	7.338	54.68	31.67	0.8077	0.5085	0.7092	0.5728	0.00228	0.00050
6:00	7.228	7.256	37.12	40.39	1.3682	1.1325	1.1657	0.8211	0.00255	0.00055
9:00	6.825	6.838	43.75	44.52	1.8595	1.8255	0.8346	0.6075	0.00198	0.00074
12:00	6.870	6.877	39.06	37.84	2.1798	2.0372	0.5733	0.6176	0.00146	0.00122
15:00	7.341	7.337	116.02	64.11	2.0942	2.1038	1.3117	1.3115	0.00255	0.00156
18:00	6.802	6.809	96.15	94.75	1.6092	1.6817	1.0518	1.3128	0.00117	0.00223

Table 11 Corelation Coefficient at each station on 14th Aug. (step3-step3a)

	T (K)		WD (16dir)		U(m/sec)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
Hikone	0.9702	0.9794	-0.1522	-0.1965	0.1357	0.5873
Tsuruga	0.8989	0.7708	-0.3528	-0.3924	0.2257	-0.2584
Ibigawa	0.9909	0.9884	-0.0602	-0.0602	0.5096	0.5076
Sekigahara	0.9627	0.8424	0.5426	0.1194	0.3309	0.4815
Imazu	0.9512	0.9171	0.4181	0.4571	-0.0960	0.3317
Torahime	0.9487	0.9012	0.0609	-0.0711	0.2550	-0.4376
Santou	0.7770	0.6189	0.3536	0.2023	0.0216	-0.0418

Table 12 Root mean square error at each station on 14th Aug. (step3-step3a)

	T (K)		WD (16dir)		U(m/sec)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
Hikone	1.07012	1.15595	2.93684	2.77263	1.92818	1.44053
Tsuruga	2.99579	3.21781	3.12250	3.38194	2.39752	2.82352
Ibigawa	0.77283	0.68600	2.12132	2.12132	2.67592	2.76218
Sekigahara	2.13542	2.37088	1.62019	3.55317	1.71321	1.64294
Imazu	1.41646	1.31965	3.13249	4.05432	1.40222	1.46586
Torahime	1.89004	2.26253	3.77712	3.89872	1.45298	1.96937
Santou	2.23374	2.66890	2.31840	2.66927	1.62437	1.65044

Table 13 Corelation Coefficient at each station on 15th Aug. (step3-step3a)

	T (K)		WD (16dir)		U(m/sec)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
Hikone	0.9681	0.9673	0.4549	0.5592	0.5651	0.8044
Tsuruga	0.8953	0.8838	0.0308	-0.0026	-0.4086	-0.4445
Ibigawa	0.9695	0.9686	0.6520	0.1113	0.7752	0.8078
Sekigahara	0.9877	0.9829	0.4685	0.5502	0.6366	0.6297
Imazu	0.9707	0.9640	-0.7395	-0.4982	-0.0247	0.3224
Torahime	0.9829	0.9790	0.3745	0.7356	-0.2987	0.3474
Santou	0.9531	0.9526	0.0445	0.1886	-0.0799	-0.1227

Table 14 Root mean Square error at each station on 15th Aug. (step3-step3a)

	T (K)		WD (16dir)		U(m/sec)	
	step3	step3a	step3	step3a	step3	step3a
Hikone	0.88303	1.10312	3.72492	4.03887	1.37168	1.12703
Tsuruga	1.75854	1.88462	3.06186	3.15238	2.25257	2.63732
Ibigawa	1.11609	1.23635	4.56800	4.41210	1.28638	0.83866
Sekigahara	1.77833	1.94377	3.05164	2.68095	1.31354	1.20892
Imazu	1.52366	1.81357	3.30719	2.97909	1.28606	0.70549
Torahime	0.79721	0.83402	3.78153	2.48998	1.46489	1.08716
Santou	2.34839	2.42893	4.71169	4.65475	2.45741	2.13837

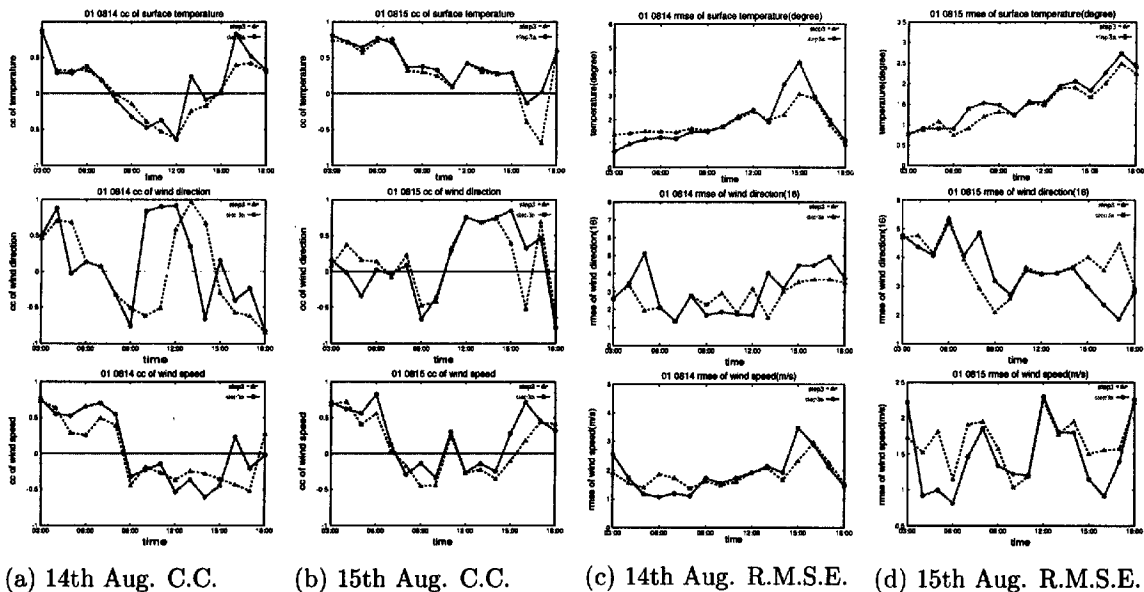


Fig.18 Time series of statistics (corelation coefficient and root mean square error)

upper : air temperature, middle : wind direction, bottom : wind speed
dotted line : step3, solid line : step3a

観測値と解析値を変数に取り、それぞれの地点ごとに平均二乗誤差の時間平均値を求める方法である。

(a) 時間による誤差の特徴

相関係数と平均二乗誤差の各地の平均値の時系列 (Fig.18) から step3 と step3a の事例を比較する。特に 14 日の気温、風速を見ると、step3, step3a とともに伊吹山地付近で強い降水が発生している時間帯 (Fig.4, 5 参照) に平均二乗誤差が大きくなっており、より強い降水が発生していた step3a の事例のほうがその程度は大きい。一方、15 日の事例では、step3a では降水が発生せず、step3 でも 14 日と比較すると降水の強度は弱かったため、14 日の事例のように平均二乗誤差が極端に大きくなっている時間帯は見られない。

このことから、データ同化が再現計算に与える影響は見られるが、それよりもむしろ本研究の事例では、強い一般風と湖陸風がぶつかり合い降水を引き起こしているという状況が、すなわち親モデルの予報精度 (外部境界条件) が再現計算の精度に大きく影響していることがわかる。

(b) 場所による誤差の特徴

14 日の事例について地点別に地上観測の相関係数と平均二乗誤差を示した Table 11, 12 を見ると、気温については顕著な違いは見られず、風向、風速についてはデータ同化により再現性が向上している点と悪化している点があることが分かる。

Fig.19 は、風向、風速の平均二乗誤差が向上している彦根と、風向、風速の平均二乗誤差が step3 の事例でもよくなく、ADAS を用いても精度の向上が顕著に見られなかった虎姫について、風向の観測値と解析値を時間方向にプロットしたものである。彦根では南東からの一般風が 3:00JST からしばらくの間は卓越し、湖陸風の発達に伴って風向が逆転する時間が step3a の事例の方が step3 よりも早くなり、より観測結果に近づいているために精度が向上している。その湖陸風と一般風の入れ替わりの時間については虎姫においても十分再現されているのだが、その後の風向が虎姫では観測値から大きくずれている。この原因は、先に述べたように再現計算の後半において強い降水が伊吹山地付近で発生し、強い下降流が発生した影響と考えられる。

15 日の事例について地点別に地上観測の相関係数と平均二乗誤差を示した Table 13, 14 を見ると、風速、風向については、相関係数、平均二乗誤差ともに殆ど全ての点で向上が見られた。風速、風向の再現性が全体的に向上した理由として、15 日の step3a では 14 日の事例で見られるような強い降水が発生していないことが考えられる。またこの日の風速が全体的に弱かったことも再現性が向上する要因となっていると考えられる。

15 日の事例に関して彦根と虎姫における風向の観測値と解析値を時間方向にプロットした Fig.20

を見ると、14日の事例で述べたような一般風と湖陸風との関係による風向の入れ替わりが良く再現されている。

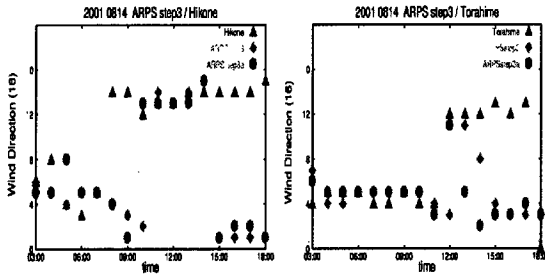


Fig.19 Time series of wind direction at Hikone and Torahime (14th Aug.)

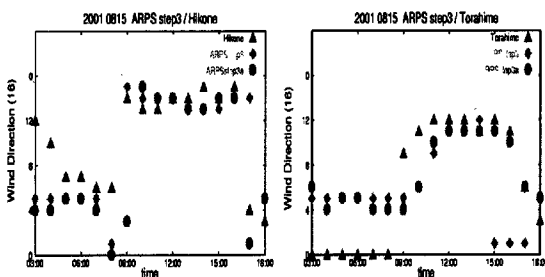


Fig.20 Time series of wind direction at Hikone and Torahime (15th Aug.)

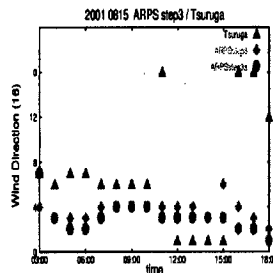


Fig.21 Time series of wind direction at Tsuruga (15th Aug.)

15日の事例で再現性がよくなかった敦賀について検討を行う。**Fig.21**は敦賀における風向の時間変化を示したものであり、観測では11:00JSTの時点で風向が南東から北北東に変化しているが、シミュレーションでは風向は東から北東とほとんど変化していない。11:00JSTの時点で北よりの風に変わるのは海陸風によるものであると考えられる。今回設定したstep3の領域では、日本海は領域内にほとんど入っていないがone-way nestingを行っているため、step2の値を内挿して作成した境界条件の形で日本海の影響は入ってくるはずである。そのた

め、海陸風の影響が現れないのは、南東から吹く一般風によって北から吹く海陸風が打ち消されているからではないかと考えられる。

4.4 再現精度の向上に向けての考察

今回の再現計算で再現精度が悪くなった最大の原因として、15:00JST~16:00JST頃に琵琶湖北東岸で発生する強い降水が上げられる。この降水が発生する原因は、先に述べてきたように、東から吹いてくる一般風が強すぎるために（西からの湖陸風とぶつかるために）琵琶湖東岸で激しい上昇流が発生したことであると考えられる。一般風が強すぎるこの原因としては、step1の初期値および境界値を作成する際に用いたGPVの風速が実際よりも大きかったことが挙げられる。**Fig.22**は同じGPVの初期時刻(8月13日21:00JST)における風速の鉛直分布を高層気象観測と比較したものであり、GPVの風速の方が明らかに強いことがわかる。

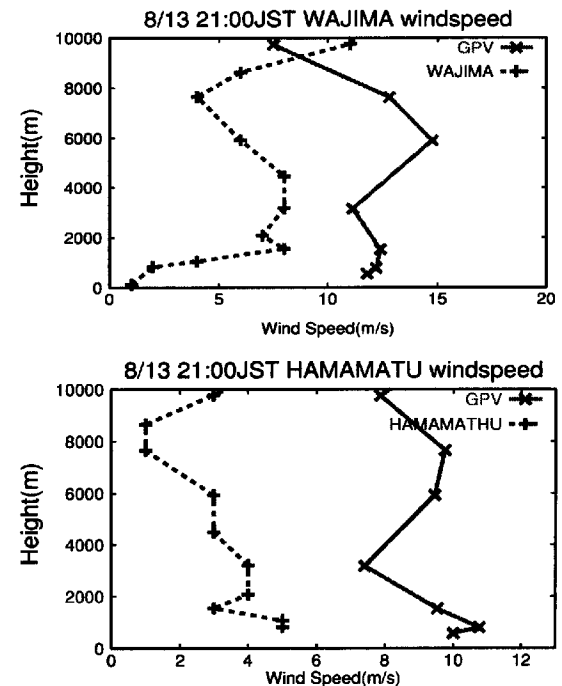


Fig.22 Comparison of wind speed between GPV and upper air sounding at 21:00JST on 13th Aug. dotted line : observation, solid line : GPV

図示しないがstep1の初期時刻の地上風速分布を見ると、陸域の風速はデータ同化によって修正されているが、当然のことながら、データが存在しない海上の風速は殆ど修正されない。3時間後、6時間後の地上風速分布を見ると、南の海上の強い風が時間の経過に伴って陸上へ入り込み、6時間後にはデータ同化によって風速が修正された効果が殆どなくなっ

ていることがわかる。このことから、データ同化を有効に行うためには海上のデータも同化する、あるいは陸上のデータを用いて海上の値についても何らかの補正を行う必要があると考えられる。

5. 結論

本研究では、ADAS (ARPS Data Assimilation System) を用いたデータ同化を行い、2001 年に行われた琵琶湖プロジェクトの集中観測時の大気場を再現した。再現計算の結果としては、必ずしも現実に近い結果が得られたとは言えないが、琵琶湖流域の現実的な条件の元での再現計算に ADAS を適用することが出来、またデータ同化を行うことが再現計算に少なからぬ影響を与えることを確認できたことは本研究の成果の一つであると考えられる。

特に8月14日の事例において、一般風の場合が強く現れすぎたために再現精度が悪くなったと考えられる。局地的な気象を再現しようとする場合、より大きなスケールでの一般風と、熱的局地循環（もしくは盆地性局地循環）との相互作用が重要である。本研究のように再現計算を実施する場合には、境界条件として用いる GPV の予報精度に関して十分注意を払う必要がある。また局地的な循環をより精度良く再現するために、陸面過程スキームとして都市や水田を考慮することが出来る SiBUC(田中ら,1998)を導入することが今後の課題である。

参考文献

- 多田英夫 (1997) : 大気客観解析 (データ同化の現状と展望, 第3章), 気象庁数値予報課報告, 別冊 43号, pp.62-86.
- 田中賢治・中北英一・池淵周 (1998) : 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.
- 中北英一・砂田憲吾 (1998) : 琵琶湖プロジェクトについて, 水文過程のリモートセンシングとその応用に関するワークショップ, pp.1-12
- 中北英一 (2000) : 琵琶湖プロジェクト-琵琶湖流域の水・熱循環過程解明の取り組み-, 水文・水資源学会誌, 第13巻6号, pp.429-438.
- 新田尚・立平良三 (2000) : 天気予報の技術-気象予報士をめざす人のために (改訂版), 東京堂出版, pp.112-119.
- Noilhan, J. and J.-F. Mahfouf (1996) : The ISBA land surface parameterization scheme, *Global and Planetary Change*, 13, pp.145-159.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster (1995) : 3-D Analysis with ARPS Data Assimilation System : ADAS version 2.3, *ARPS Version 4.0 User's Guide Supplement 1*, pp.1-23.
- Xue, M., D.-H. Wang, J.-D. Gao, K. Brewster, and K. K. Droegemeier (2001) : The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation, *Meteor. Atmos. Physics* (Accepted).

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

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

*Faculty of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In this study, meso-scale numerical weather prediction model ARPS (Advanced Regional Prediction System) is introduced to simulate the three dimensional atmospheric field within and surrounding area of the Lake Biwa Basin during the intensified observation period of the Lake Biwa Project 2001. GPV (Grid Point Value) of RSM (Regional Spectral Model), which is a operational weather prediction model of JMA (Japan Meteorological Agency), is used as an external boundary conditions of ARPS. The surface meteorological stations' data, AMeDAS data, Upper air sounding data are assimilated in the initialization process using ADAS (ARPS Data Assimilation System). And the effects of data assimilation on the accuracy of simulation results are discussed.

Keywords : the Lake Biwa Project, meso-scale NWP model, data assimilation, initialization, ARPS