

MTSAT観測より推定した雲頂高度情報を用いた 雲微物理データ同化手法の高度化

IMPROVING A CLOUD MICROPHYSICS DATA ASSIMILATION TECHNIQUE
USING CLOUD TOP HEIGHT INFORMATION ESTIMATED FROM
THE OBSERVATION BY MULTI-FUNCTIONAL TRANSPORT SATELLITE

谷口健司¹・Cyrus Raza Mirza²・小池俊雄³
Kenji TANIGUCHI, Cyrus Raza MIRZA and Toshio KOIKE

¹正会員 工博 金沢大学 理工研究域環境デザイン学系 特任助教 (〒920-1192 石川県金沢市角間町)

²正会員 工博 東京大学大学院 工学系研究科 (〒113-8656 東京都文京区本郷七丁目3-1)

³正会員 工博 東京大学大学院 工学系研究科 教授 (〒113-8656 東京都文京区本郷七丁目3-1)

To improve water vapor and cloud liquid water content in a numerical weather prediction model, Cloud Microphysics Data Assimilation System (CMDAS) was developed. CMDAS improves an atmospheric condition by assimilating the brightness temperature data observed by the Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System (AMSR-E). In the optimization scheme of CMDAS, a number of combinations of integrated water vapor and cloud water content are firstly given and those integrated values are vertically distributed depending on cloud top height (CTH). Using those vertical profiles, CMDAS searches the optimal atmospheric condition through a model operator and an observation operator. In the original CMDAS, a constant value is used as CTH. In this study, a horizontal distribution of CTH estimated from Multi-functional Transport Satellite (MTSAT) observation is applied to CMDAS and the effects of CTH information which is temporally and spatially consistent are examined.

Key Words : *data assimilation, satellite observation, water vapor, cloud liquid water content, cloud top height, precipitation*

1. 研究の背景及び目的

頻発する集中豪雨による洪水被害軽減の必要性は、近年一層高まっており、2010年には関東・近畿・東海・北陸の4つの地域においてXバンドMPレーダの試験運用が開始された。リアルタイムでの詳細な降水量・降水分布情報の収集によって、防災対応力の向上が期待される。一方、数値気象モデルによる降水予測情報も洪水被害軽減のためのソフト対策実施には不可欠な要素である。降水予測精度向上には、衛星観測によって得られる広範かつ一様な水蒸気等の分布情報の活用が有効と考えられる。2002年に打ち上げられた地球観測衛星Aquaに搭載の受動型マイクロ波放射計 (Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System: AMSR-E) は水蒸気及び雲水量の吸収帯を含む周波数での輝度温度を観測し、積算水蒸気量や積算雲水量の推定に用いられている。Mirzaら (2005) は降水予測精度向上のため、AMSR-E

による観測輝度温度を同化し、数値気象モデルにおける水蒸気及び雲水量情報を改善する雲微物理データ同化システム (Cloud Microphysics Data Assimilation System: CMDAS) を開発した¹⁾。谷口ら (2010) はCMDASにおいて観測演算子として用いられている放射伝達モデルの下部境界条件として、AMSR-E観測から推定される海面水温及び海上風速を用い、適時性の高い情報が同化精度に与える影響を検討した²⁾。また、CMDASでは雲微物理スキームによってAMSR-E観測時刻の大気状態を求めるが、その実行に必要な水蒸気量及び雲水量の鉛直分布を定義する際に用いる雲頂高度の値が同化結果に大きな影響を与え、同化領域に一樣な定数を与えるという従来の手法では不十分であることを示した。本研究では、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) によって打ち上げられた運輸多目的衛星 (Multi-functional Transport Satellite: MTSAT) による観測データを用いて雲頂高度を推定し、AMSR-E観測時刻付近における実際の雲頂高度分布情報をCMDASに適用することで同化手法の高度化を図る。

2. データ同化システムの概要及び使用データ

(1) 雲微物理データ同化システム (CMDAS)

a) システムの概要

図-1にCMDASの概要を示す。CMDASでは非静力学領域気象モデルAdvanced Regional Prediction System (ARPS)³⁾を用いて第一推定値を得た後、数値計算を中断しデータ同化を行う。最適化スキームにはShuffled Complex Evolution法 (SCE-UA)⁴⁾を用いている。最適化スキーム内では、①各格子点においてランダムな積算水蒸気量と積算雲水量の組を複数作成する；②各組について数値実験中断時刻からAMSR-E観測時刻までモデル演算子である雲微物理スキーム (Lin Ice Scheme⁵⁾) を実行し同化時刻の物理量を求める；③得られた物理量から放射伝達モデルにより輝度温度を求める；④得られた輝度温度群からAMSR-E観測輝度温度との誤差の最小値を探索する。誤差最小値が定めた閾値より小さくなるまで①から④を繰り返す。十分小さな誤差を与える積算水蒸気量と積算雲水量を最適値とし、全領域での計算終了後、得られた大気場を用いて数値予測を再開する。なお、陸域のマイクロ波帯の観測輝度温度は、地表面状態により大きく変化し、陸域大気への放射伝達モデル適用が困難なため、CMDASの適用範囲は海洋上に限定している。

データ同化では一般に背景誤差と観測誤差の和であらわされる誤差評価関数 J を最小化する状態変数ベクトル x を定義する。背景誤差を求めるには動的手法と統計的手法があり、自由度の高い大気モデルでは動的手法はうまく動作しない。また、積算水蒸気量や積算雲水量に関しては、統計的な誤差共分散行列推定に必要な解析情報を得ることが困難である。そこで本研究ではモデルを完全と仮定して背景誤差を考慮しないこととした。求める誤差は観測誤差のみとなり、 J は次式で表現される。

$$J = \frac{1}{2} (\mathbf{H}[x] - y_o)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H}[x] - y_o)$$

ここで、 \mathbf{H} は放射伝達モデル、 y_o は観測輝度温度、 \mathbf{R} は誤差共分散行列である。なお、本研究では校正済み観測輝度温度を用いるため補正の必要はないと考え、誤差共分散行列には単位行列を与えている。

b) 積算水蒸気量及び積算雲水量の鉛直分配と雲頂高度

CMDASにおいて第一推定値から衛星観測時刻まで雲微物理スキームを実行するには、最適化スキームでランダムに与える積算水蒸気量及び積算雲水量の候補値から、それぞれの鉛直分布を与える必要がある。CMDASでは積算雲水量がゼロでない場合には、雲頂高度と雲底高度の間で放物型の分布となるように雲水量を鉛直配分する。水蒸気量については、雲層では相対湿度が100%となるよう鉛直配分し、雲層以外ではARPSから得られる鉛直分布割合をもとに配分する (図-2)。

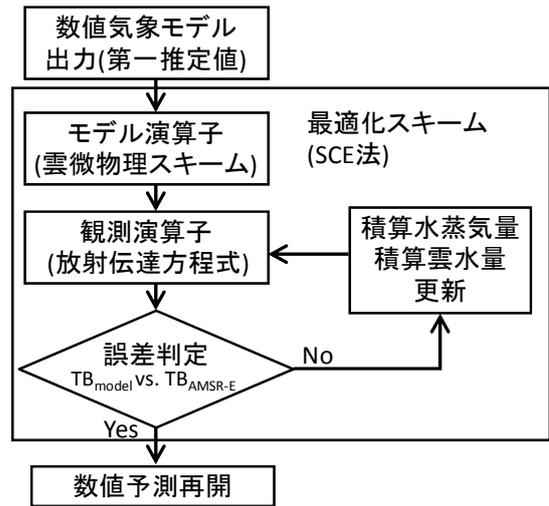


図-1 雲微物理データ同化システムの概要

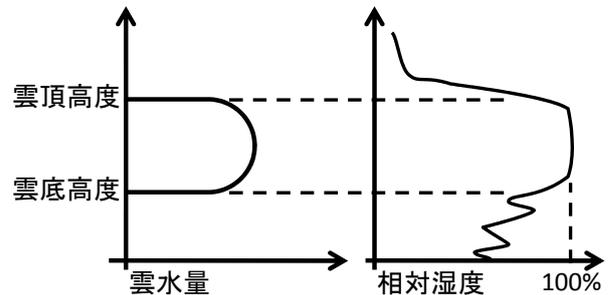


図-2 雲水量及び水蒸気量の鉛直配分方法の模式図

これまでのCMDASでは全てのモデル格子に対して雲頂高度を8000m、雲底高度を1500mとして与えていたが、本研究ではMTSAT観測から推定される雲頂高度情報を用いて各格子での水蒸気量及び雲水量の鉛直分布を決定し、従来に比べて正確な情報を用いて雲微物理スキームを実行し、データ同化結果の改善を図る。なお、雲底高度に関しては従来と同様の値を与えるものとする。

(2) データ

a) AMSR-E観測データ及びプロダクト

本研究ではJAXAが開発したマイクロ波放射計AMSR-Eにより観測された輝度温度を利用する。AMSR-Eを搭載した地球観測衛星Aquaは太陽同期準回帰軌道を周回し、1日2回の観測を行っている。AMSR-Eは複数周波数帯の垂直及び水平偏波における輝度温度を観測しているが、本研究では大気中の水蒸気量及び雲水量を改善するため、主に積算水蒸気量に感度を持つ23.8GHz及び主に積算雲水量に感度を持つ89.0GHzの輝度温度を用いる⁶⁾。

放射伝達モデルの下部境界条件に必要な海上風速には、AMSR-E観測から推定された全天候型海上風速を用いる。全天候型海上風速はJAXA標準と異なるアルゴリズムで算出されたもので、降雨時でも推定される。谷口ら (2010) は標準アルゴリズムによる海上風速を欠損時には補完して用いていたが、本プロダクトでは補完の必要が無く、適時性の高い情報を活用することが可能である。

表-1 各同化実験の概要. 時刻はUTC.

| | 対象日 (年月日) | 数値実験 中断時刻 | AMSR-E 観測時刻 |
|--------|--------------|--------------|----------------|
| CASE-1 | 20080902 | 16:30 | 16:56 |
| CASE-2 | 20081117 | 17:00 | 17:22 |
| CASE-3 | 20070704 | 04:00 | 04:17 |

b) MTSAT観測データ

2005年に打ち上げられたMTSATでは可視・赤外あわせて5つのチャンネルによる観測が実施されている. 本研究では, 高層雲の観測に有効な11 μ m帯の波長(赤外1チャンネル: IR1)による輝度温度及び可視チャンネルから得られるアルベドを用いて雲頂高度を推定する.

3. 実験概要

(1) 対象イベント及び同化スケジュールの概要

本研究では, AMSR-E観測時刻の数時間後から降水が生じ, 降水が連続する期間における最大時間降水量が10mm/hを超える降水イベントを3ケース選定し, 同化実験対象とした(実験領域は図-3を参照). 実験対象とした降水イベントをCASE-1~3とし, 概要を表-1に示す. 表-1の実験中断時刻はARPSによる第一推定値を得る時刻であり, そこからAMSR-E観測時刻まで同化を行う.

(2) MTSAT観測データを用いた雲頂高度推定

雲頂高度はMTSAT観測データ及び気象庁による現業ラジオゾンデ観測データより推定する. MTSATの各観測格子の輝度温度とラジオゾンデ観測より得られる温度プロファイルと比較し, 対応する高度を雲頂高度として決定する. ラジオゾンデ鉛直気温分布は輪島での観測データを用いる. なお, ラジオゾンデ鉛直気温分布は指定気圧面及び特異点のみで定義されているため, 実際には輝度温度が含まれる温度範囲を特定し, その範囲での温度と高度変化が線形であると仮定して内挿し雲頂高度を決定する. 日中の観測データに対しては, MTSATの可視チャンネルから求められるアルベドの値が0.25以下である場合には雲が存在しないとして, 雲頂高度を定義しないものとした. 夜間は可視チャンネルが利用できないため, IR1輝度温度分布と比較しながら雲頂高度の閾値を決定し, それ以下の領域では雲は存在しないものとした. 図-3にCASE-1~3で推定した雲頂高度分布を示す.

ラジオゾンデ観測は国内においては16か所で実施されているが, 同化対象領域において利用可能なデータは輪島で観測されたもののみであり, 適用に当たっては温度プロファイルの空間代表性が問題となる. 図-4aはCASE-1の第一推定値の6250mの高度における気温分布であるが, 日本海側の陸域付近と海洋上の最も気温の低い領域の温度差は6~7K程度である. 本研究ではラジオ

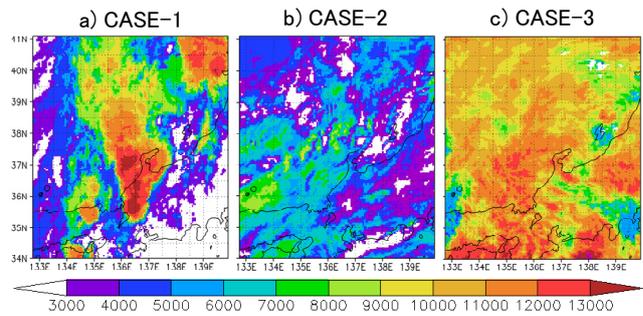


図-3 MTSAT及びラジオゾンデ観測より推定された雲頂高度分布(m).

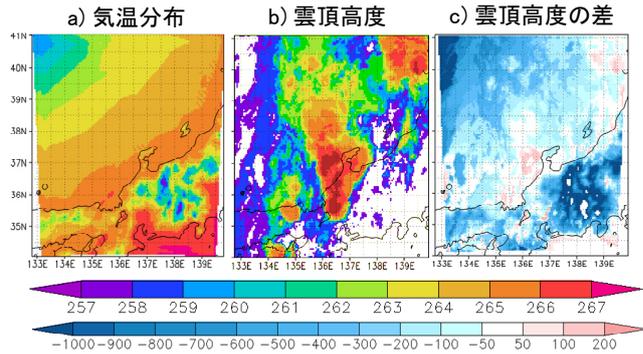


図-4 CASE-1に関するa) 第一推定値による気温分布, b) 第一推定値による気温を用いて推定した雲頂高度分布, c) 図-3a及び図-4bの差. カラーバーは上段が気温(K), 下段が雲頂高度の差(m).

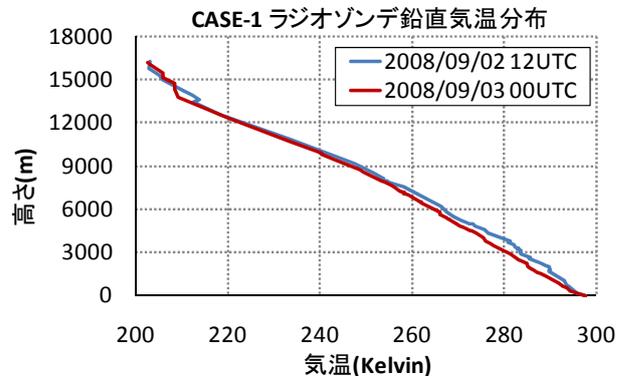


図-5 CASE-1の同化時刻前後での輪島におけるラジオゾンデ観測による鉛直気温分布.

ゾンデ観測データの他に, ARPSによる第一推定値として得られる気温データより推定した雲頂高度を用いた同化実験も併せて行う. 図-4b, cにCASE-1での第一推定値による気温を用いて推定した雲頂高度分布, 及びラジオゾンデ観測を用いて推定した雲頂高度との差を示す.

ラジオゾンデ観測は世界標準時0時と12時に実施され, 同化時刻とは数時間のずれが生じてしまう. CASE-1の同化時刻前後のラジオゾンデ鉛直気温分布を確認したところ, 両者の差は小さかった(図-5). CASE-2及びCASE-3についても同化時刻前後の鉛直気温分布の差は小さかった(図は省略)ことから, 適切な時間代表性があるとしてラジオゾンデ観測を用いることとした.

表-2 CASE-1の同化実験における観測輝度温度と同化後の輝度温度の誤差の平均値と標準偏差(K). Default, MTSAT, MTSAT_AIについて23GHz及び89GHzの水平偏波に関する結果.

| | Default 23 | MTSAT 23 | MTSAT_A 23 |
|------|------------|----------|------------|
| 平均誤差 | 2.73 | -1.98 | -1.95 |
| 標準偏差 | 10.62 | 9.01 | 8.97 |
| | Default 89 | MTSAT 89 | MTSAT_A 89 |
| 平均誤差 | -5.93 | -5.45 | -5.47 |
| 標準偏差 | 17.14 | 15.61 | 15.93 |

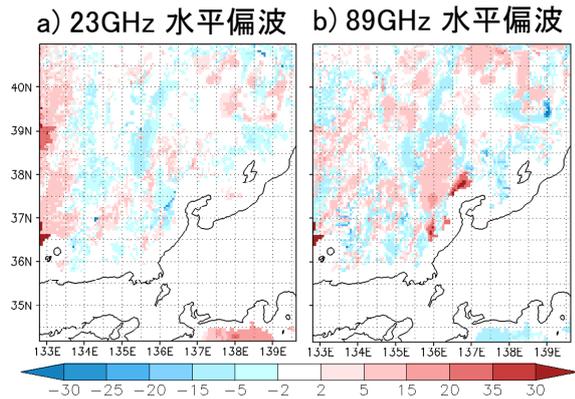


図-6 CASE-1-DefaultとCASE-1-MTSATの同化後の輝度温度の誤差の絶対値を求め、さらに両者の差をとったもの。a) 23GHz水平偏波、b) 89GHz水平偏波。単位はK.

雲頂高度の推定については、海面付近での輝度温度と実温度の差が最大で10K程度あり、これを考慮した方法や、水蒸気チャンネルを活用した方法も提案されているが⁷⁾、本研究では比較的簡易な手法で推定した雲頂高度情報を用いて、その同化結果への影響を調べることにした。

4. データ同化結果

CASE-1~3では従来の雲頂高度(8000m)、MTSAT及びラジオゾンデ鉛直気温分布から推定した雲頂高度、MTSAT及びARPSによる第一推定値の気温から推定した雲頂高度の3つの同化実験を行った、以下、C1-Default, C1-MTSAT, C1-MTSAT_Aのように表記する。

(1) CASE-1

表-2はCASE-1における各同化実験に関して、同化後の輝度温度とAMSR-E観測による輝度温度の差について海上の全領域での平均誤差と標準偏差を23GHz及び89GHz水平偏波に関して示したものである。結果を比較すると、MTSAT雲頂高度を用いた場合で小さく、わずかながら同化結果が改善されている。一方、図-6はC1-DefaultとC1-MTSATの同化後の輝度温度の誤差を求め、さらに両者の絶対値の差を求めたものである。正の値は

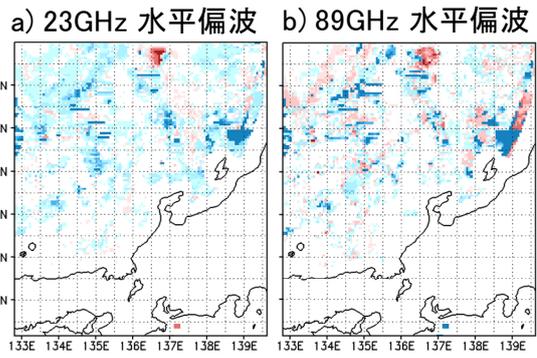


図-7 CASE-2に関する図-5と同様の結果.

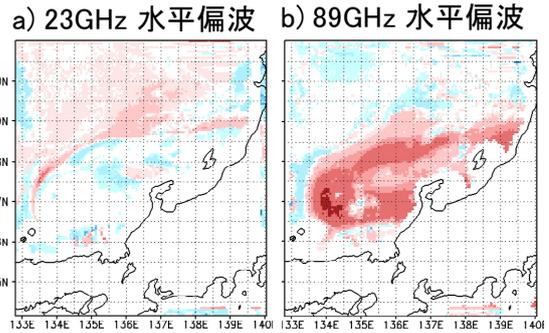


図-8 CASE-3に関する図-5と同様の結果.

C1-Defaultの誤差が大きいことを表す。23GHzでは、対象範囲の西側境界周辺で顕著な違いがみられる。この領域ではMTSAT観測から推定した雲頂高度は従来の値(8000m)に比べ非常に小さい(4000m以下)か、又は雲が存在していない(図-3a)。雲層が薄い場合や雲が無いグリッドでは積算雲水量が小さい、またはゼロとなり、水蒸気の鉛直配分時に飽和した層が薄いか又は存在せず、水蒸気に感度をもつ23GHzの同化に大きな影響があると考えられる。一方、背の高い雲がある領域ではMTSAT雲頂高度による誤差の拡大がみられる。背の高い雲の領域では相対湿度が100%となるよう水蒸気が配分され、第一推定値による気温によっては実水蒸気量との間に大きな差が生じる可能性がある。現在のCMDASでは温度場の改善は行わないため、この点については今後の検討が必要である。89GHzについては、主として高層雲領域でC1-MTSATの同化結果が改善されている。雲が存在していない領域では、誤差が大きくなっている。雲が存在しない領域においては雲水量をゼロとしているが、実際には完全にゼロでない可能性もあり、最適化スキーム内での雲水量決定手法の改善が必要である。

C1-MTSAT_Aの同化結果はC1-MTSATとほぼ同様であった。表-2に示すように平均誤差及び標準偏差についても両者の差は非常に小さく、CASE-1においてはラジオゾンデを用いる場合とARPSによる気温分布を用いることの差は非常に小さかった。

(2) CASE-2

図-7はC2-Default及びC2-MTSATに関する図-6と同様の結果である。23GHz、89GHzともMTSAT雲頂高度を

表-3 CASE-2の同化実験における観測輝度温度と同化後の輝度温度の誤差の平均値と標準偏差 (K).

| | Default 23 | MTSAT 23 | MTSAT_A 23 |
|------|------------|----------|------------|
| 平均誤差 | -1.70 | -4.97 | -7.84 |
| 標準偏差 | 6.41 | 9.18 | 11.14 |
| | Default 89 | MTSAT 89 | MTSAT_A 89 |
| 平均誤差 | -4.85 | -6.53 | -11.06 |
| 標準偏差 | 11.43 | 14.80 | 18.78 |

表-4 CASE-3の同化実験における観測輝度温度と同化後の輝度温度の誤差の平均値と標準偏差 (K).

| | Default 23 | MTSAT 23 | MTSAT_A 23 |
|------|------------|----------|------------|
| 平均誤差 | 12.97 | 13.39 | 13.67 |
| 標準偏差 | 11.88 | 12.59 | 12.79 |
| | Default 89 | MTSAT 89 | MTSAT_A 89 |
| 平均誤差 | -12.85 | -6.26 | -6.06 |
| 標準偏差 | 17.94 | 12.05 | 11.83 |

用いた場合の誤差が大きい。平均誤差及び標準偏差についても表-3に示すようにMTSAT雲頂高度を用いた場合の誤差が大きい。誤差が大きいのは主として雲頂高度が従来の値よりやや小さい(4000~5000m)領域である。こうした領域はC1-MTSATでも誤差が大きく、水蒸気量及び雲水量の配分手法等の再検討が必要と考えられる。

C2-MTSAT_Aについては、C2-MTSATよりも平均誤差及び標準偏差とも大きい(表-3)。特に陸域から遠く気温が低い(雲頂高度が低い)領域において誤差が顕著であった。これについても、低層雲領域での水蒸気量・雲水量配分方法が原因と考えられる。

(3) CASE-3

図-8はC3-Default及びC3-MTSATに関して図-6と同様の結果を示したものである。89GHzでは本州寄りの広い範囲でC3-MTSATの誤差が小さい。図-3cと比較すると雲頂高度が11000m以上の領域で誤差が著しく小さく、平均誤差・標準偏差の結果からも同化結果が改善されたといえる(表-4)。23GHzにおいては領域北側の雲頂高度が9000~11000mの領域(図-3c)でC3-MTSATの誤差が小さくなっているが、平均誤差・標準偏差についてはC3-Defaultの方が小さい。C3-MTSAT_Aの同化結果については、表-4の平均誤差・標準偏差から見て取れる通り、C3-MTSATと大差がなかった。

5. 降水予測結果

数値予測実験による雨域の再現性を定量的に評価するため、以下の式で定義される適中率 P を求めた。

$$P = (N_{rr} + N_{cc}) / N_{Grid}$$

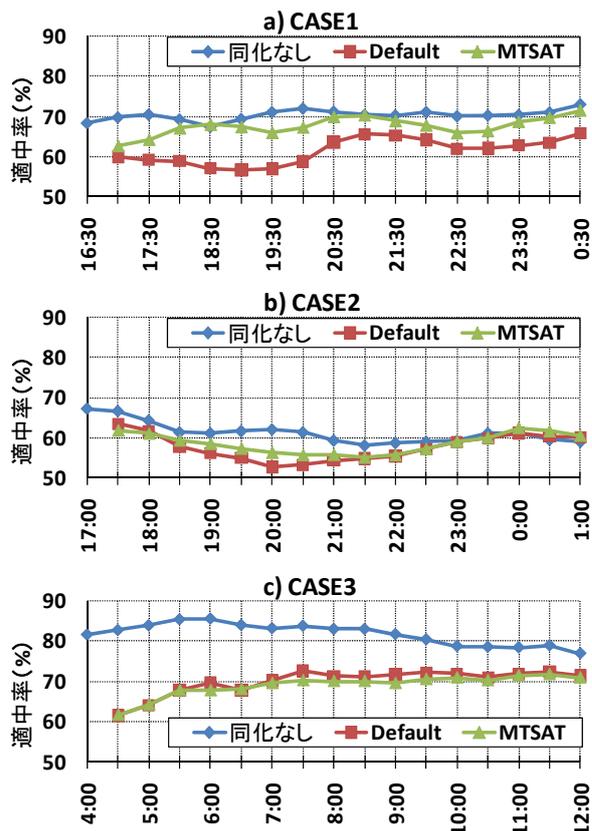


図-9 CASE1~3の予測再開から8時間後までの降水予測実験結果の適中率 (%)。時刻はUTC。

ここで、 N_{rr} は観測・予測ともに降水が生じた格子点数、 N_{cc} は観測・予測ともに降水がない格子点数、 N_{Grid} は観測が欠測である場合を除いた計算領域の全格子点数である。観測データにはレーダアメダス解析雨量を用い、数値計算の格子点に合わせて空間平均化処理を行った。

図-9aはCASE-1の予測再開時刻から8時間後までの雨域予測適中率の時系列である。同化なし、C1-MTSAT、C1-Defaultの順に適中率が高い。C1-Default、C1-MTSATでは予測再開から時間を経るにつれて適中率が高くなる傾向がみられる。CMDASでは予測再開時刻での水蒸気量と雲水量の値を改善するが、他の変数は第一推定値のままであり、バランスが取れていない大気状態となる。このため予測再開直後には予測精度が低下するスピンドウンが生じる。C1-MTSATでは予測再開数時間後以降に同化なしと同程度の的中率となる時刻もみられる。

CASE-2では予測再開1時間半後から4時間後まではC2-MTSATがC2-Defaultに比べやや適中率が高いが、それ以外の時刻では同程度の適中率である(図-9b)。予測再開直後のスピンドウンの影響はCASE-1に比べると小さい。予測再開から6時間後までは同化なしによる適中率が最も高いが、6時間後以降は3者とも同程度である。

CASE-3ではC3-DefaultとC3-MTSATの適中率は同程度か、わずかにC3-Defaultが高い。予測再開直後は同化なしとC3-Default及びC3-MTSATとの適中率の差が大きいですが、時間を経るに従い差が小さくなっている。

図-10にCASE-1に関するレーダアメダス解析雨量、同化なし及びC1-MTSATの同化結果を用いた場合の数値予測実験による降水量分布を示す。示した数値実験結果は実験再開から2時間後の結果であり、同化なしとC1-MTSATの雨域予測適中率は同程度である(図-9a)。同化なしのケースでは海洋上の雨域はわずかであるのに対し、C1-MTSATでは実際の降水分布のように海洋上に広く降水域が分布している。CASE-2及びCASE-3では同化なしと同化ありでの適中率がほぼ同じ又は差が比較的小さい時刻での雨域の分布は類似していた。現在の数値気象モデルでは正確な雨域の予測には限界があり、特徴を捉えていてもわずかな位置のずれによって適中率は低下する可能性があるため、適中率と併せて、空間的な分布特性を考慮した降水予測精度評価が必要である。

6. まとめ

本研究では雲微物理データ同化システム(CMDAS)において、雲水量及び水蒸気量の鉛直配分を決定する際にMTSAST観測データより推定した雲頂高度を用いて同化結果の改善を図り、降水予測精度への影響を調べた。

従来の定数(8000m)より雲頂が高い領域では、雲水量に感度を持つ89GHzの周波数帯で同化結果の改善がみられた。雲頂が高くなり上層に雲水量が適切に配分されたためと考えられる。一方、水蒸気に感度を持つ23GHzでは誤差が拡大した。雲層では相対湿度が100%となるよう水蒸気量を定義するが、気温によっては実際の水蒸気量との誤差が拡大する可能性があり、同化過程で気温分布の最適化を行う必要性が示唆された。従来の雲頂より非常に低いか雲がない領域では23GHzで改善がみられ、89GHzでは誤差が拡大した。低い雲頂高度や雲がない場合、雲水量がゼロとなる層が増加するが、実際には完全にゼロではないと考えられ、それが誤差の原因と考えられる。雲頂高度がやや低い領域では23GHz及び89GHzともに誤差が拡大した。これらについては水蒸気量及び雲水量の鉛直配分手法の検討と改善が必要と考えられる。

同化結果を用いた降水予測実験では、CASE-1ではMTSAT雲頂高度を用いた場合に雨域予測適中率が高くなった。CASE-2及びCASE-3においては顕著な差は認められなかった。同化しない場合の降水予測との比較では、CASE-1~3のいずれにおいても同化なしの雨域予測適中率が最も高かった。CASE-1では同程度の適中率でも同化結果を用いた降水予測の方が実際の降水分布に類似している傾向がみられた。また、同化結果を用いた降水予測実験では、再開直後のスピンドアウンがみられ、水蒸気量と雲水量の変化に応じて他の物理量の修正も必要性である。大気場の修正により得られる気温分布は同化過程での水蒸気配分の改善にも活用可能と考えられ、両者のフィードバックを含む同化システムの構築も考えられる。

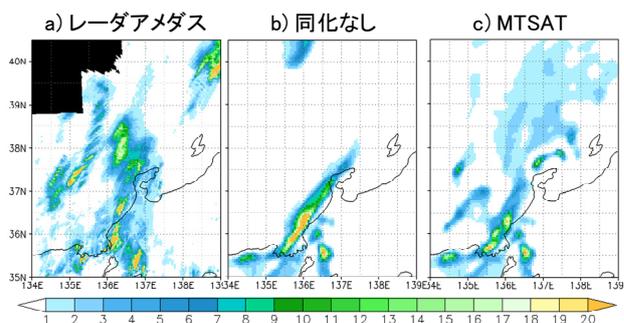


図-10 2008年9月2日18UTCの降水量分布(mm/30min)。
a) レーダアメダス解析雨量(黒色は欠測値)、
b) 同化なし数値実験、c) C1-MTSATの同化結果
を用いた数値実験。

また、2節で述べたように、CMDASでは背景誤差及び観測誤差を考慮していないが、時間発展を導入した同化手法においては背景誤差の考慮により大きな改善効果が期待され、観測誤差推定についていくつかの手法が提案されており⁸⁾、それらの検討と導入も今後の課題である。

謝辞：本研究では宇宙航空研究開発機構から提供されたAMSR-E観測輝度温度及び全天候海上風速プロダクト、高知大学より公開されているMTSATデータを利用した。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) Mirza, C.R., Koike, T., Yang, K. and Graf, T.: Development of 1-D Cloud Microphysics Data Assimilation System (CMDAS) by using AMSR-E Data, 水工学論文集, Vol.49, pp.289-294, 2005.
- 2) 谷口健司, 荒木裕, C. R. Mirza, 小池俊雄: 雲微物理衛星データ同化手法における海面水温・海上風速及び雲頂高度情報の影響, 水工学論文集, Vol.54, pp.361-366, 2010.
- 3) Xue, M., Drogemeier, K.K. and Wang, V.: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) – A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification, Meteorol. Atmos. Phys., Vol.75 pp. 161-193, 2000.
- 4) Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V.: Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff model, Water Resources Res., Vol.28, pp.1015-1031, 1992.
- 5) Lin, Y.-L., Farley R. D. and Orville, H. D.: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, J. Climate Appl. Meteor., Vol.22, pp.1065-1092, 1983.
- 6) 早坂忠弘編：地球環境のマイクロ波リモートセンシング, 日本気象学会, 1996.
- 7) 隈部良司編：衛星からわかる気象—マルチチャンネルデータの利用—, 日本気象学会, 2006.
- 8) 気象庁予報部：数値予報課報告・別冊53号, 数値予報と衛星データ同化の現状と課題—, 気象業務支援センター, 2007.