

地デジ放送波と GNSS を用いた積乱雲における 対流圏中層水蒸気が降水増幅に与える影響

Impact and Indexing of Water Vapor at Middle-Level around Convective Clouds on Rainfall Enhancement by Using Digital Terrestrial Broadcasting Wave and GNSS

山口弘誠・村瀬公崇⁽¹⁾・花土弘⁽²⁾・金丸佳矢⁽²⁾・川村誠治⁽²⁾・相馬一義⁽³⁾・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Kimitaka MURASE⁽¹⁾, Hiroshi HANADO⁽²⁾, Kaya KANEMARU⁽²⁾,
Seiji KAWAMURA⁽²⁾, Kazuyoshi SOUMA⁽³⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 京都大学院工学研究科

(2) 国立研究開発法人情報通信研究機構

(3) 山梨大学大学院総合研究部工学域

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto Univ.

(2) National Institute of Information and Communications Technology

(3) Faculty of Engineering, Graduate Faculty of Interdisciplinary Research, Univ. of Yamanashi

Synopsis

In this study, we analyzed the water vapor structure around convective clouds and tried to index the water vapor at middle-level through the results of numerical weather model simulations. Then, we analyzed water vapor observation result through new index. First, the investigation of water vapor structure around the developed convective cloud and the statistical analysis led to the interpretation that the water vapor content at an altitude of 2 km has a significant effect on the intensification of rainfall. Next, a new index, AWV_{1+} , was proposed to describe water vapor at an altitude of 2 km. Compared to the available precipitable water vapor index (PWV), AWV_{1+} was shown to significantly discriminate the enhancement of rainfall intensity. Finally, the observation results were analyzed through AWV_{1+} and PWV, but there was no significant difference between them. As the reason of that, the not enough special distribution of observation can be mentioned.

キーワード: 水蒸気, 対流圏中層, 豪雨

Keywords: water vapor, middle-level, heavy rainfall

1. はじめに

近年, 日本ではゲリラ豪雨とよばれる短時間の局所豪雨災害に加え, 線状降水帯による長時間にわたる広範な豪雨災害が増えている. ゲリラ豪雨は空間的にも時間的にも小さいことから予測が難しく, 都市部において被害をもたらしている. その例として, 2008 年の

兵庫県神戸市の都賀川における水難事故が挙げられる. 一方, 線状降水帯による豪雨は積乱雲が広範に長時間居座ることで, 大きな河川の氾濫を伴った大規模な被害をもたらす. その例として 2017 年九州北部豪雨や 2020 年 7 月九州豪雨が挙げられる. 2017 年九州北部豪雨においては, 死者行方不明者合わせて 44 名, 建物全壊 325 棟, 半壊 1109 棟, 2020 年 7 月九州豪雨にお

いては、死者行方不明者合わせて 44 名、建物全壊 325 棟、半壊 1109 棟と甚大な被害となった(内閣府, 2018; 内閣府, 2021). このような被害を少しでも抑えるためには、ゲリラ豪雨や線状降水帯の発生・発達メカニズムを解明し、リアルタイム予測などの防災に役立てることが必須である. ここで、リアルタイム予測手法の 1 つとして、Nakakita et al. (2016) によるレーダを用いた気流渦の探知によるゲリラ豪雨危険性予測手法が挙げられる. 更なる早期予測に向けて、水蒸気情報と組み合わせた予測手法の高度化が期待されている. また、線状降水帯の予測手法としてアンサンブル予測情報を用いた最悪ケースの予測手法では、予測初期値が更新される度の水蒸気予測のばらつきの変化を捉えることが重要であることが指摘されている(山口ら, 2019). 加えて、地球温暖化の影響により大気中の水蒸気量がますます増大することは明らかであり、これにより豪雨の被害がより深刻になることが想定される. このように比較的空間スケールの小さなゲリラ豪雨や線状降水帯の予測においても、ますます水蒸気的重要性が認識されてきている. 特に、これまでは対流圏下層の水蒸気が降雨の源であることに注目されてきた一方で、対流圏中層の水蒸気も豪雨形成において重要な役割を果たすことが指摘されている. 何らかの要因で対流圏下層の水蒸気が上空に持ち上げられることで冷却され、凝結ないし昇華し、水粒や氷粒となり雲粒を形成する. これらが、衝突などを経て、その重量がそれらを持ち上げる力よりも大きくなることで降雨として地上に降り注ぐ. そのため、対流圏下層の水蒸気が降雨の源として着目されてきた. 一方で、積乱雲においては対流圏下層の水蒸気が上昇気流によって持ち上げられていく過程において、積乱雲の側面から空気を混ざり合いながら取り込んでいる(エントレインメント). この際、エントレインメントされる空気の乾燥度が大きいと対流が抑制され、積乱雲の発達も抑制される. ここで、一般に大気中の水蒸気量は[Fig. 1](b)に示すように高度の上昇と共に減少することが知られている. しかし、[Fig. 1](a)に示すように高度が上昇しても比較的水蒸気量が多い状態、いわゆる「水蒸気が深い」状態が存在する. このような状態では、上記の対流抑制が発生せず、積乱雲がより発達することが考えられる. こうしたことから、対流圏中層の水蒸気が降雨発達に重要な影響を与えていることが考えられる. 実際、Holloway and Neelin (2009) や Schiro et al. (2016) はそれぞれ赤道直下のナウル島とブラジルのマナカプルにおける長期のラジオゾンデの水蒸気観測と地上雨量計を用いて、統計的観点から、大気中上層の水蒸気が降雨強度に大きな影響を与えることを指摘した. ただし、観測時間分解能の理由から、水蒸気と雨量の数時間の

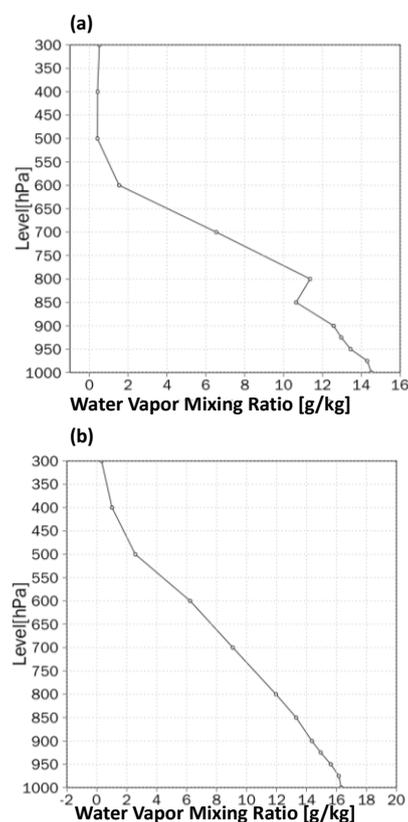


Fig.1 Water vapor vertical distribution in 35.5N, 129.75E at (a) 09:00JST on July 4th, 2020 (in Kumagawa Gouu event), (b) 15:00JST on July 4th, 2019 (in normal event). Both of them are results of MSM.

ずれを同一の現象として扱っており、1 事例を空間的・時間的に詳細に解析したわけではない. また、Kuang and Bertherton (2006) は数値気象モデルを用いて理想化した大気環境場における積乱雲の感度実験を行い、地表面からの潜熱フラックスを変化させて大気中層の水蒸気が増加したときに降雨強度が強まることを指摘した. ただし、積雲スキームのパラメタリゼーション開発を目的としていたため、基本的には統計的な解釈を主としており、水蒸気の 3 次元的な空間分布と対応させて個別の積乱雲の発達を見たわけではない.

さて、1 事例を空間的・時間的に詳細に調べるためには、水蒸気観測技術の向上が必要不可欠である. 現在、すでに実用化されている水蒸気観測技術として、ラジオゾンデや GPS (GNSS) 可降水量 (以下、GNSS 可降水量) が挙げられる. これらに加え、現在開発中の技術として地デジ観測による水蒸気測定 (以下、地デジ水蒸気) や水蒸気ライダーが挙げられる. しかしながら、高い分解能で、かつ、3 次元な水蒸気の情報を得る技術は現状存在せず、将来的な課題である. 一方で、豪雨災害の激化は差し迫った問題であり、豪雨災害に対応するためには現在想定される観測技術を用いて豪雨の発生・発達を予測するような指標の開発は必要不

可欠である。

そこで、本研究では、積乱雲群事例を対象に数値メソ気象モデルである Tsuboki and Sakakibara(2002)の雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Sumilater) を用いた再現計算結果および、GNSS 可降水量と地デジ水蒸気による観測結果を用いて積乱雲周辺の水蒸気構造の解析を行った。これにより、特に対流圏中層に着目し、水蒸気が降水増幅に与える影響を解明することを目的とする。加えて、水蒸気観測技術の現状を踏まえた上で、水蒸気が降雨の発生・発達に与える影響を評価することのできる新しい指標を構築することを目的とする。具体的には、まず数値気象モデルを用いて水蒸気の3次元情報と降水増幅の関係を明らかにする。さらに数値モデルの結果から数年先の水蒸気観測技術を考慮した新たな指標を用いることで捉えることが可能であろうシグナルを把握する。そして、そのシグナルが実際の観測データによっても確認できるかを検討する。

2. 水蒸気観測技術

本研究では、1 事例の中を空間的にも時間的にも分解して解析する。そのため、水蒸気を観測する手法にはある程度の空間分解能および時間分解能が必要である。また、本研究では対流圏中上層の水蒸気に着目した解析を行うため、ある程度の鉛直方向の分解する手法も必要である。それらを満たす観測手法として、GNSS による可降水量測定および地デジ放送波による地表面の水蒸気測定を選択した。この章ではこれらの観測手法について、その原理および特徴について簡単に説明する。

2.1 GNSS による可降水量測定

GNSS とは Global Navigation Satellite System (全球測位衛星システム) の略であり、人工衛星を用いた測位システムの総称の事である。この測位システムでは人工衛星からの電波を用いており、受信機までの電波の伝播時間および人工衛星の位置情報を用いて受信機の位置を特定している。この際、GNSS から発せられる電波には電離層による遅延と乾燥大気および水蒸気によって発生する遅延が存在する。このうち、電離層による遅延量は推定が容易である。また、乾燥大気による遅延量は地上気圧から静水圧近似を用いることで求めることが可能である。GNSS 電波に発生した遅延量からこれらの電離層による遅延量および乾燥大気による遅延量を取り除くことで水蒸気による遅延量を求めることが可能である。この遅延量を水蒸気量に変換することで可降水量を求めることができ、これが GNSS

可降水量である。

GNSS 可降水量は日本全国に 1246 点の観測点が存在する (2019 年 7 月時点)。本研究において対象とする積乱雲が発生した東京付近における空間解像度は約 20 km である。本研究では、積乱雲およびその周辺の水蒸気を解析対象としており、積乱雲の大きさはおよそ 5 km~10 km であるため、GNSS の空間解像度は必ずしも十分ではない。一方、時間解像度は 5 分であり、積乱雲の寿命は 20~60 分程度であるため、時間解像度は比較的細かい。GNSS によって測定可能な物理量は大気全体の水蒸気の積算量である可降水量のみであり、鉛直に分解することはできない。そのため、対流圏中上層の水蒸気に着目する本研究では GNSS のみでの解析では不十分である。そのため、次いで説明する地デジ放送波を用いた地表面の水蒸気量測定と比較し、中上層の水蒸気量を推定する必要がある。また、GNSS 可降水量は山の影響を考慮していないため、山が存在する範囲においては可降水量の値が小さくなる。本研究では、その影響を避けるため山が存在する範囲における事例は解析対象から外した。

2.2 地デジ放送波を用いた地表面の水蒸気量測定

地デジ水蒸気は、Kawamura et al. (2017)によって開発された新しい水蒸気の観測手法である。観測原理は 2.1 で説明した GNSS 可降水量と同様である。テレビ放送波に用いられる地デジ放送波も電波であるため、様々な理由で遅延が発生する。これらの遅延のうち、水蒸気による遅延量を抽出変換することで、地表面付近の水蒸気量を測定することができる。

遅延量を測定する際、観測点を 2 つ用いた場合、観測点同士の時刻同期が必要となる。しかし、遅延量は 1.0×10^{-9} 秒程度のオーダーであり、そのわずかな遅延量を有意に測るための受信機の時刻同期を厳密に行うことは簡単なことではない。そこで、Kawamura ら (2017)は時刻同期を行わず遅延量を測定できる方法として「反射法」を用いた観測を提案した。「反射法」とは、放送局からの直達波と観測点について放送局の反対方向の反射体からの反射波を測定し比較する方法である。この方法では、配置条件に制約が生まれる代わりに、同期なしに放送局および受信局の位相雑音を無視することができる。

また、地デジ水蒸気が観測している遅延量も、GNSS 可降水量と同じく、実際には水蒸気による遅延量の絶対量ではない。ただし、GNSS 可降水量とは異なり、電離層による遅延はなく、乾燥大気による遅延量と水蒸気による遅延量を合わせた遅延量の変動量である。合計の遅延の変動量が乾燥大気による遅延の変動量もしくは水蒸気による遅延の変動量のいずれに支配され

ているかを確認するために、気象庁官署大手町の2019年7月23日を例として乾燥気による遅延量の絶対量(緑線)と水蒸気による遅延量の絶対量(赤線)およびそれらを合わせた遅延量の絶対量(青線)を求めた[Fig. 2]. ただし, [Fig. 2]を算出するにあたり, 以下の式(1)~式(6)および気象庁官署大手町の気圧 P (hPa), 気温 T_c (°C), 相対湿度 RH (%)のデータを用いた. P , T_c , RH の2019年7月23日における1日の時間変化は[Fig. 3]に示す.

$$n = \frac{c}{v} \quad (1)$$

$$N_d = k_1 \frac{P_d}{T} \quad (2)$$

$$N_v = k_2 \frac{P_v}{T} + k_3 \frac{P_v}{T^2} \quad (3)$$

$$d_d = \frac{N_d}{c} \times 10^{-6} \quad (4)$$

$$d_v = \frac{N_v}{c} \times 10^{-6} \quad (5)$$

$$d = d_d + d_v \quad (6)$$

ここで, n は屈折率, c は光速($= 2.997 \times 10^{-7}$ km/ps), N は屈折指数($= 10^6(n - 1)$), N_d , N_v はそれぞれ乾燥気または水蒸気による屈折指数, T は全体温度[K]($= T_c + 273.15$), P_d , P_v はそれぞれ乾燥気圧[hPa]または水蒸気圧[hPa], d_d , d_v , d はそれぞれ乾燥気による遅延量, 水蒸気による遅延量, それらの合計の遅延量[km·ps $^{-1}$]である. k_1 , k_2 , k_3 はそれぞれ係数であり, 本研究では Bevis ら(1994)の値を用いて, $k_1 = 77.6 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$, $k_2 = 70.4 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$, $k_3 = 3.739 \times 10^5 \text{ K}^2 \cdot \text{hPa}^{-1}$ とした. [Fig. 2]の意味は, 反射法の2地点間において, 地上測器で計測された値が水平一様に分布していたと仮定した場合に得られる時間変動である. 乾燥気による遅延量の時間変動は水蒸気による遅延量の時間変動よりもかなり小さく, 結果としてそれらの合計の遅延量の時間変動は水蒸気によるものが支配的である. したがって, 地デジ水蒸気の観測できる遅延量は水蒸気の遅延量の時間変動をよく表現していると考えられる.

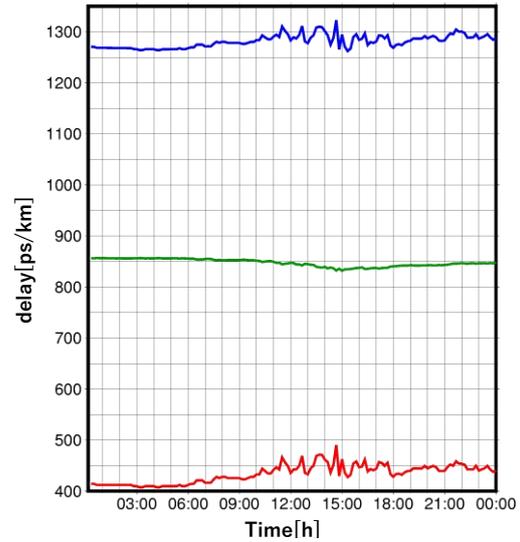


Fig. 2 Propagation delay. The red line means delay by water vapor, the green line means delay by dry air and the blue line is total delay by water vapor and dry air.

地デジ水蒸気は, 鉛直方向に分解することはできないが, 観測点を増やすことで水平分布を求めることができる. 観測に用いる地デジ放送波はすでに実用されているものであり, 受信点を増やすだけで観測点を増やすことができる. 受信点自体も比較的安価なものであるため, 比較的容易かつ安価に水蒸気の水平分布を求めることができる. 地デジ水蒸気の水平方向の分解能は反射体の分布によって決まるが, 本研究において用いたデータに関してはおよそ1 kmである. また, 時間分解能は1分である. このため, 空間分解能および時間分解能のどちらも積乱雲の解析には十分である.

3. 数値気象モデルを用いた局地豪雨の解析

2019年7月23日に東京付近で発生した積乱雲群について, 数値気象モデルを用いて再現した. その結果を用いて, 本事例における積乱雲が発達する段階における積乱雲周辺の水蒸気構造を解明した. また本事例において, 積乱雲が発達する際に最も影響を与える高度を解明し, その高度の水蒸気量をよく表現する解析方法について検討した. その解析方法で示された水蒸

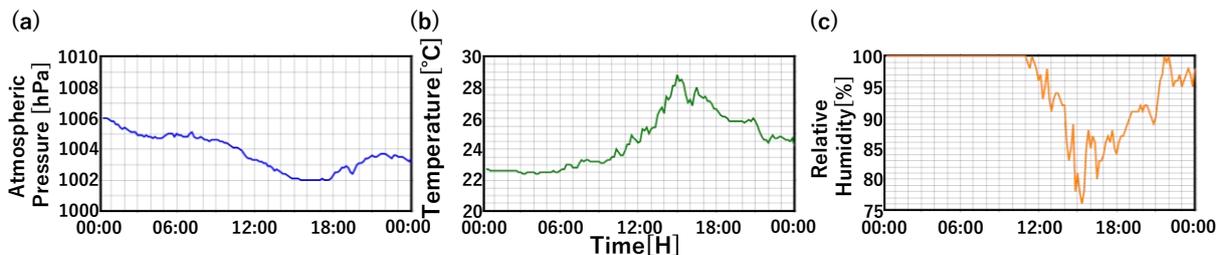


Fig. 3 Meteorological data in Otemachi observed by JMA. (a) Atmospheric Pressure [hPa], (b) Temperature [°C], (c) Relative Humidity [%].

気量と地上降雨強度の本事例における関係を解析した。

3.1 本章の目的

本章では、数値気象モデルの計算結果を用いて積乱雲周辺の水蒸気構造を解析することで、本事例において、積乱雲に対し相対的にどの位置（高度や積乱雲の移動に対して前面・側面など）の水蒸気が降水増幅に対し最も影響するかを解明することを目的としている。本章で構築した水蒸気と降水増幅の関係を、次章にて実際の観測値を用いて現実場でも成り立つかどうかを検証していく。

しかしながら、最も影響を与えていると示された位置における水蒸気量を観測機器によってピンポイントに観測することは非常に難しいことが予想される。そのため、現実的に観測可能な水蒸気観測情報を考慮しながら、降水増幅に最も影響を与える位置の水蒸気量をよく表現する解析方法を検討する。

3.2 雲解像モデル CReSS を用いた局地豪雨シミュレーション

3.2.1 本事例を対象とする理由

7月23日に東京付近で発生した局地豪雨を対象事例とした。この事例では、5km程度の比較的大きな積乱雲群が地デジ水蒸気の観測範囲付近において発達していたため、対象事例とした。

3.2.2 計算条件の設定

本研究では、CReSSを用いて、上記の事例を再現計算した。また、そのモデル設定を[Table 1]に示す。計算時間は日本時間の2019年7月23日18:00から2019年の7月24日の03:00までの9時間である。本研究では予測ではなく解析を目的としているため、初期・境界条件として、気象庁メソ数値予報モデルGPV(MSM)の初期値を3時間ごとに用いた。海面水温としては、気象庁の北東アジア地域海洋観測システム (NEAR-

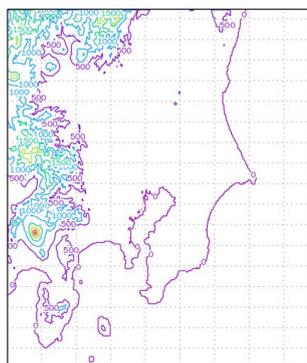


Fig. 4 Model Calculation Area

GOOS) の2019年7月23日のデータを用いた。計算領域を[Fig. 4]に示す。水平方向の解像度は500mであり、鉛直方向の解像度は平均250mである。グリッド数としては、522(経度方向)×522(緯度方向)×61(鉛直方向)である。

Table 1 Model ConFigurations

項目	設定値
計算時間	2019/07/23 1800 JST ～ 2019/07/24 0300 JST
初期値・境界値	MSMの各時刻の初期値
海面水温	気象庁 NEAR - GOOS
水平解像度	500 m
鉛直解像度	平均 250 m
格子数	522(東西)×522(南北)× 61(鉛直)

3.2.3 再現性の検証

モデルの再現性を検証するために、CReSSによる再現計算の結果を[Fig. 5](b), (d)に示し、XRAINによって観測された積乱雲を[Fig. 5](a), (c)に示す。ただし、解析対象とした積乱雲は黒四角内の積乱雲である。発生時刻や発生エリアは完全には一致していないが、積乱雲のおおよその大きさが一致している。また、その動きもおおむね一致しており、上空の風の流れもおおむね一致していると考えられる。そのため、観測された積乱雲を完全には再現できていないものの、ある程度再現できているものとした。

将来的には、CReSSの計算条件の設定を変更して、より実際の降雨に近い結果となる条件で解析を行うか、

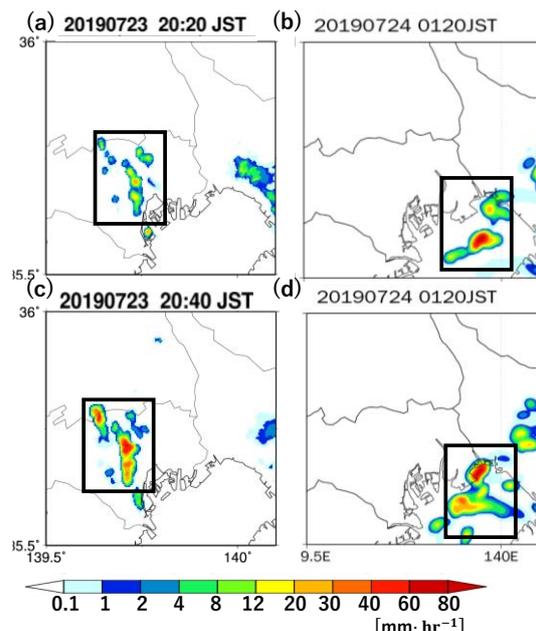


Fig. 5 Verification of reproducibility of CReSS.

もしくは、複数の計算条件設定を用いたアンサンブルシミュレーションを行って、どの場合でも成り立つロバストな関係性を見つけていくことが有意義であると考えるが、今後の課題としたい。

3.3 可降水量及び地表面付近の水蒸気と積乱雲の位置関係

3.3.1 可降水量の算定手法

可降水量 PWV [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} = \text{mm}$] は、以下の式 (7) によって計算される。

$$PWV = \int_0^{\infty} \rho_w dz = \frac{1}{g} \int_0^{P_s} q dP \quad (7)$$

ここで、 ρ_w は高度 z [m] における水蒸気密度 [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]、 g は重力加速度 ($=9.80665 \text{m/s}^2$)、 P_s は地表面における気圧 [Pa]、 q は気圧 P [Pa] における比湿 [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$] である。ここで q は P 、水蒸気圧 e [Pa] を用いて、以下の式 (8) で表される。

$$q = \frac{0.622 \frac{e}{P}}{1 - 0.378 \frac{e}{P}} \quad (8)$$

CReSS の計算結果で出力されるものは水蒸気圧ではなく、水蒸気混合比 q_v [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$] であるので、 e が P に対して十分小さいとして、以下の式 (9) を用いて式 (8) を q と q_v の関係式 (10) に変換した。

$$q_v = 0.622 \frac{e}{P} \quad (9)$$

$$q = 0.622 \frac{q_v}{0.622 - 0.378 \times q_v} \quad (10)$$

式 (10) を式 (7) に代入すると、

$$PWV = \frac{0.622}{g} \frac{q_v}{0.622 - 0.378 q_v} \int_0^{P_s} dP \quad (11)$$

となる。式 (11) をプログラム内で計算する際には、台形近似を用いた。計算の行われた高度の間を層とみなして各層ごとに水蒸気の鉛直積算量を式 (12) によって算出した。各層における水蒸気の鉛直積算量をすべて合計したものを可降水量とした。ただし、地表面に接する層は、1 つ上の層の 1/2 倍の値であると仮定した。

$$w_i = \frac{0.622}{g} \frac{(q_{v2} - q_{v1})(P_2 - P_1)}{0.622 - 0.378(q_{v2} - q_{v1})} \quad (12)$$

ここで、 w_i は層 i における水蒸気の鉛直積算量 [mm]、 q_{v1} 、 q_{v2} はそれぞれ層 i 上端と下端の水蒸気混合比 [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$]、 P_1 、 P_2 はそれぞれ層 i 上端と下端の気圧 [Pa] である。

3.3.2 可降水量と積乱雲

可降水量が時間経過によっていかに変化するかおよび積乱雲との位置関係を解析することで、可降水量と積乱雲にどのような関係性があるかを検討する。

2019 年 7 月 23 日から 24 日かけての CReSS の計算結果の内、千葉県及び東京湾付近で発生した降雨に関して [Fig. 6] に示す。千葉県から移動してきた積乱雲が、東京湾で強化され、北西へと向かっている。これらの積乱雲について、内部および周囲の可降水量について検討する。可降水量は、積乱雲が発生するエリアにおいて、58 mm 以上の高い値となっており、特に地上降雨強度が $40 \text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上の激しい雨が発生しているエリアにおいては 60 mm 以上の非常に高い値となっていることが確認できた。また、積乱雲の移動に伴い、可降水量が高いエリアも移動している。しかし、可降

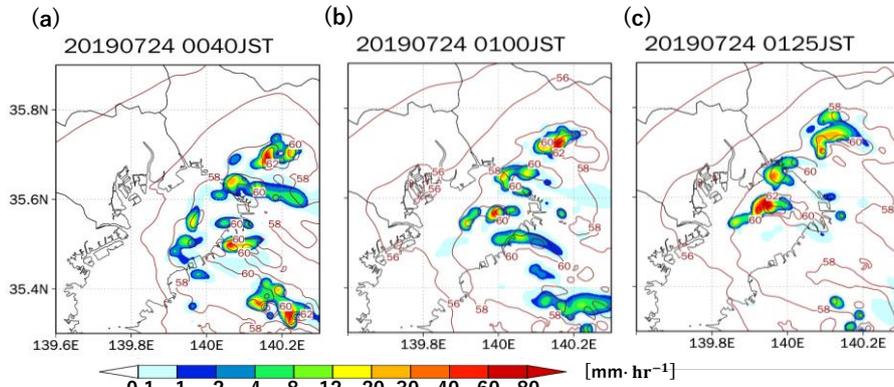


Fig. 6 Rainfall intensity and PWV at (a) 04:00JST, (b) 01:00JST, (c) 01:25JST on July 4th, 2019. The shade means rain rate [$\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$], and the contour means PWV [mm].

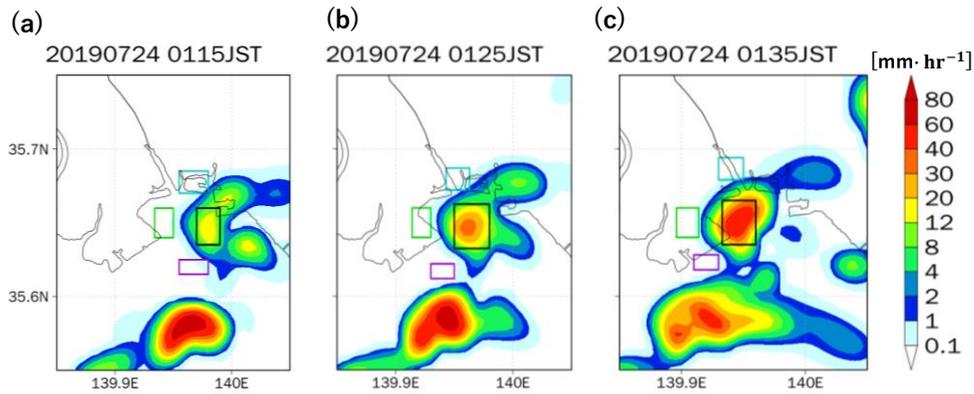


Fig. 7 Analysis area at (a) 01:15JST, (b) 01:25JST, (c) 01:35JST. The shade means rain rate [$\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$].

水量が 58 mm 以上と高いエリアであっても、必ずしも積乱雲が存在しているわけではないことも確認できた。このため、可降水量と地上降雨強度は一定の関係があるが、一対一の対応ではない。次いで、本研究では水蒸気の積乱雲周辺における水蒸気の鉛直構造と積乱雲への流入（水蒸気フラックス）に着目し、積乱雲の発生していないエリアとの比較を行うことで、降水増幅に対する影響を検討する。

3.4 積乱雲内部の雲微物理量および積乱雲周辺の水蒸気鉛直プロファイルの解析

この節では積乱雲内部の雲微物理量の鉛直プロファイル及び積乱雲周辺の水蒸気プロファイルを解析することで、いずれの高度が積乱雲の降水増幅に影響を与えているかを解明する。

[Fig. 5]で示した積乱雲の内、解析対象とする積乱雲並びに水蒸気もしくは雲微物理量の鉛直分布を解析する範囲を[Fig. 7]に示す。実際に発生した降雨に対し、時間帯並びに領域的に比較的近いを選択した。以下、この積乱雲をセル A と呼称することとする。セル A 中心付近の地上降雨強度は、時間と共に大きくなっているため、セル A は発達していることが確認できる。また、セル A が発達する以前に同一の場所に別のセルが存在していたことが確認されており、これを先行セル I と呼称する。先行セル I はセル A と比較して、あまり発達せずに衰退していた。

まず、各時刻の雲内部の雲微物理量の合計（以下、総雲微物理量）の鉛直プロファイルを解析することで、積乱雲の発達段階において、どの高度の総雲微物理量が重要であるかを解明する。

各時刻におけるセル A 内の総雲微物理量 $q_t[\text{g}/\text{kg}]$ の鉛直プロファイルを[Fig. 8]に示す。本研究では q_t を以下の式 (13) で定義している。

$$q_t = q_r + q_c + q_i + q_g + q_s \quad (13)$$

ここで、 q_r , q_c , q_i , q_g , q_s は各々、雨水、雲水、雲氷、霰、雪片の混合比 $[\text{g}/\text{kg}]$ である。各時刻各高度において、黒四角内の q_t の領域平均を取ることによって鉛直プロファイルをとった。すべての時刻において 2 km 付近がピークをとっており、時間の経過とともに q_t の値も大きくなっている。また、 q_t が存在する高度は時間の経過とともに上昇している。したがって、積乱雲の発達に伴い q_t は増加し、その存在する高度も上昇していくことが示された。これらの変化に対する水蒸気の影響を調べるために、セル A 周辺の水蒸気の鉛直プロファイルを解析する。

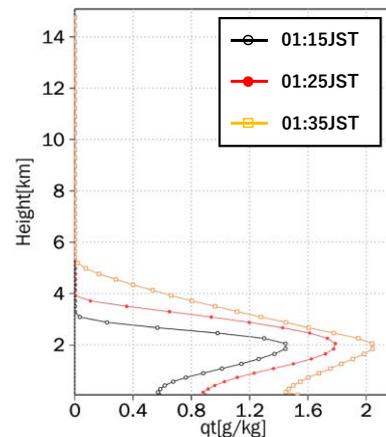


Fig. 8 The vertical profile of total cloud physics in cumulonimbus. Black line means at 01:15JST, red line means 01:25JST and orange line means 01:35JST.

[Fig. 7]で示した四角の内部で時刻ごとに領域平均し、 \bar{q}_v からの偏差を取った水蒸気の鉛直プロファイルを[Fig. 9]に示す。各々セル A の周辺の内、前面（緑四角）、他セルの影響のない側面（水色四角）、他セルの影響のある側面（紫四角）の鉛直プロファイルである。ここで、 $\bar{q}_v(z)$ とは各時刻における水蒸気の鉛直プロファイルを[Fig. 7]に示した領域内で高度毎に平均したものであり、以下の式で表される。

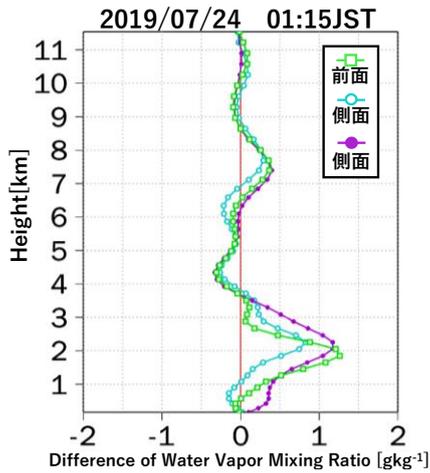


Fig.9 Vertical profile around cloud of difference of water vapor mixing ratio from surroundings.

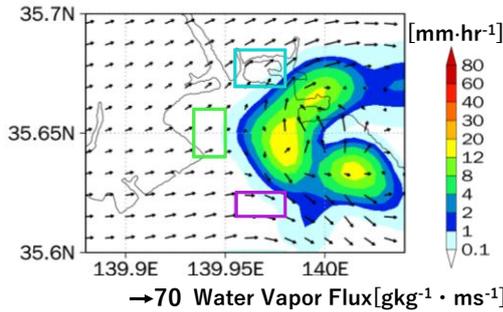


Fig.10 Horizontal distribution of water vapor flux.

$$\bar{q}_v(z) = \frac{1}{N} \sum_N q_{vi}(z) \quad (14)$$

ここで、 N は計算領域内におけるグリッド数であり、 $q_{vi}(z)$ は各グリッドにおける水蒸気混合比の値である。さて、前面および両側面の3つの領域において、共通して高度2 km および高度8 km において極大値を取っている。このことは、これらの高度において周辺よりも水蒸気が多い状態にあることを示している。一方で、高度4 km においては極小値を取っている。このことから、この高度において周辺よりも水蒸気が少ない状

態にあることを示している。また、前面および他セルの影響のない側面に比べて、他セルの影響を受ける側面は高度別の変動が小さくなっている。これは他セルの影響を受けた結果であると考えられる。

3つの範囲において共通した特徴のあった3つの高度(2 km, 4 km, 6 km)のうち、最も値が大きく特徴が顕著であった高度2 km に着目して、高度2 km における水蒸気の流入量(水蒸気フラックス)を解析する。

高度2 km におけるセルAへ流入する水蒸気フラックス $[gkg^{-1} \cdot ms^{-1}]$ を[Fig. 10]に示す。セルAの移動に対して相対的な風速を用いることで、セルAへ流入する水蒸気フラックスを計算した。ただし、セルAの移動速度は一定を仮定し、東西方向に $-3.3925m/s$ (東向きを正)、南北方向に $0.924m/s$ (北向きを正)とした。両側面の水蒸気フラックスはセルAの中心に向かっておらず、雲の表面に沿っている。従って、側面の水蒸気が必ずしもセルAに取り込まれているとは言えず、積乱雲の降水増幅に必ずしも影響を与えているとは限らない。一方、前面における水蒸気フラックスはセルAの中心付近に向かっていて、従って、前面の水蒸気は積乱雲に取り込まれており、セルAの降水増幅に影響を与えている。次に、雲内部の鉛直方向風速を解析することで、前面から取り込まれた水蒸気が[Fig. 8]に示すような総雲微物理量の鉛直プロファイルに影響を与えているか調べた。

セルAのコア中心を通るような東西方向の鉛直断面図を[Fig. 11]に示す。シェードは q_t を示しており、ベクトルは鉛直方向の風速を示している。そのため、この図では積乱雲の断面とその内部の鉛直風速を示していることとなる。 q_t の存在する高度は時刻と共に上昇しており、これは[Fig. 8]に示すセルA内部の総雲微物理量の鉛直プロファイルの結果とも一致している。また、 q_t の特に多いところは高度2 km 付近である。次に、鉛直風について、セルA内部には高度2 km 付近

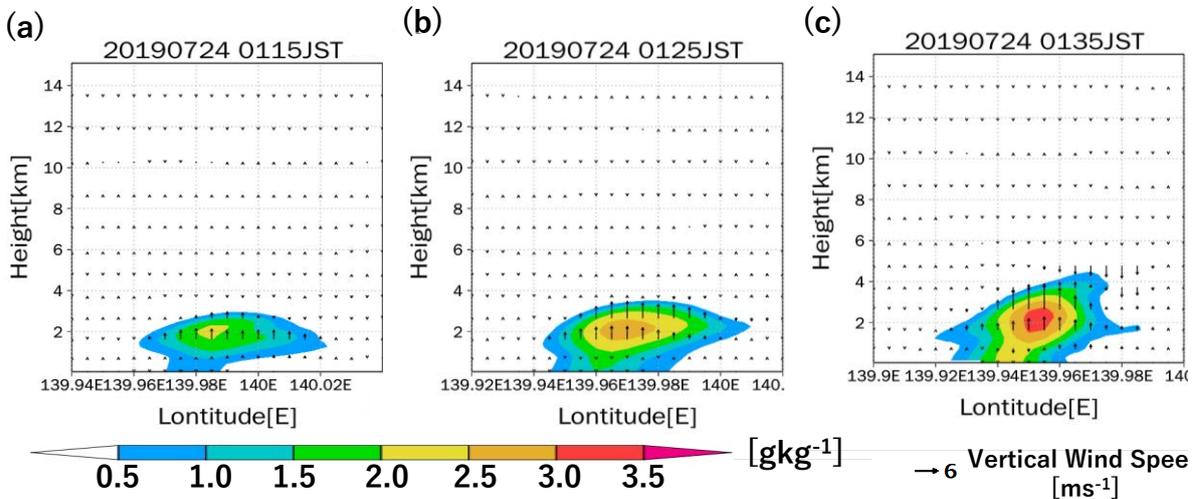


Fig. 11 Vertical wind speed and total cloud physics, q_t at (a) 01:15JST, (b) 01:25JST, (c) 01:35JST.

から高度 3 km 付近に上昇気流が存在し、特に高度 3 km 付近の上昇気流が時間の経過とともに大きくなっている。このため、高度 2 km 付近でセル A にその前面から取り込まれた水蒸気は、内部の上昇気流によって高度 2 km より高い高度に運ばれる。この水蒸気が凝結ないし昇華することで q_t となる。これにより、 q_t の存在する高度が上昇し、また、 q_t の量も増大すると考えられる。 q_t は積乱雲内部において大きくなることで降水となるので、 q_t が増加することは地上降雨強度に大きな影響を与える。以上より、高度 2 km 付近において積乱雲前面に存在する水蒸気は降水増幅に影響を与えることが示される。

ここで、セル A 以前の時間帯にはあまり発達せずに衰退した先行セル I が存在していた。セル A が発達した理由を先行セル I の存在と関連付けて議論するために、先行セル I の時間帯から高度 2 km 付近の水蒸気量を解析した。積乱雲の動きを考慮した積乱雲コアを中心とした前面から後面にかけての高度 2 km の水蒸気分布を [Fig. 12] に示す。積乱雲の動きは先行セル I (00:35~01:05)、セル A の発生・発達段階 (01:15~01:25)、セル A の発達後 (01:35~01:45) の 3 段階に分けて推定した。積乱雲移動方向の高度 2 km における水蒸気量は、先行セル I の時間帯およびセル A の発生・発達段階では積乱雲コアが最も高く、水平距離が離れるにしたがって減少する傾向にあった。また、高度 2 km の水蒸気量は前方より後方が大きい。ここで、[Fig. 12] における極大値と極小値の位置関係、および、[Fig. 14] に示す先行セル I 及びセル A の上昇気流の範囲から、水蒸気持ち上げの影響範囲は積乱雲コアから ± 5 km 以内であるとした。そのため ± 5 km を超える位置に存在する極大値は別の積乱雲によるものであると考えられる。距離 -7 km に明瞭な極大値があるが、この位置では 00:35~00:55 と 01:35~ にそれぞれ別のセルが存在し（前者を先行セル II と呼ぶ）、上昇気流の範囲から同様に水蒸気持ち上げの影響範囲は -7 km \pm 5 km 以内と想定した。従って本事例において、一つの積乱雲の上昇気流による水蒸気持ち上げ影響範囲は積乱雲コアの位置から ± 5 km 以内とした。次に、水蒸気混

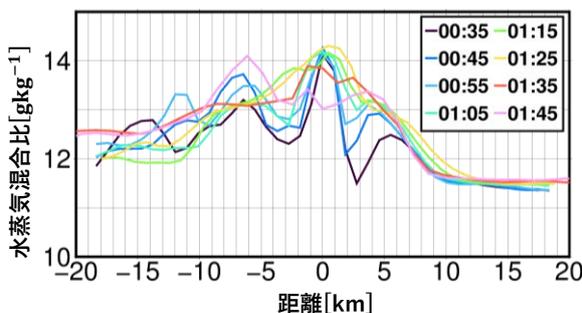


Fig. 12 Water vapor distribution at an altitude 2 km.

合比がコアから離れるに従って減少する割合を“減少率”として、セル A と先行セル I, II における減少率を比較した。ただし、水蒸気持ち上げ影響範囲である ± 5 km 以内を対象とした。先行セル I および先行セル II の減少率はコアの前後 2 km において $0.78 \text{ gkg}^{-1}\text{km}^{-1}$ と $0.29 \text{ gkg}^{-1}\text{km}^{-1}$ であったのに対して、セル A の減少率は $0.22 \text{ gkg}^{-1}\text{km}^{-1}$ であり、先行セル I および先行セル II における減少率はセル A よりも大きいことがわかった。従って、セル A の方が先行セル I および先行セル II と比べて、コアから離れても高度 2 km 付近の水蒸気が豊富だったことが示された。このこととセル A が先行セル I 及び先行セル II と比べて発達したことから、高度 2 km における積乱雲周辺の水蒸気がセル A の発達に影響したと考えられる。また、[Fig. 12] の色で示した時間変化を見てみると、セル A が発達していくに従って、先行セル I と先行セル II の極大部分を巻き込む格好となり、例えば 01:25 (黄色線) 時点を見ると、極大部分の幅が -13 km ~ +10 km に渡る一つの大塊として広がっている。このように時間連続的に発生した積乱雲群が水蒸気を上空に運び、高度 2 km の水蒸気が広範囲で多くなったことが示唆された。最後に、セル A 周辺の水蒸気の空間的分布を積乱雲の位置と比較するため、水蒸気混合比の各高度における周辺からの偏差、および総雲微物理量 q_t [gkg^{-1}] の 3 次元的分布を [Fig. 13] に示す。水蒸気混合比の各高度における偏差については [Fig. 9] を作成したときと同じ方法で算出した。

[Fig. 13] において、緑破線が q_t の存在する領域 ($q_t > 0.0 \text{ gkg}^{-1}$) のセル A の前面側の境界位置を示す。セル A 内部および積乱雲前面側の水蒸気量がある程度の 3 次元的な空間の広がりを持って、[Fig. 13](a) の水色破線四角に示されるように、周囲よりも大きいことを確認できる。これらの水蒸気の由来について次節で詳細に見ていく。

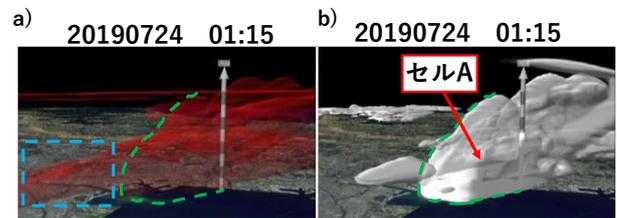


Fig. 13 Water vapor 3-D distribution.

3.5 水蒸気の由来

前節で確認した高度 2 km 付近の水蒸気がどのような由来のものであるかを鉛直断面図および高度 2 km における水平断面図を用いて解析する。セル A の移動方向に沿った鉛直断面図を [Fig. 14](a)~(c) に示す。まず鉛直断面について、セル A が発達を開始する

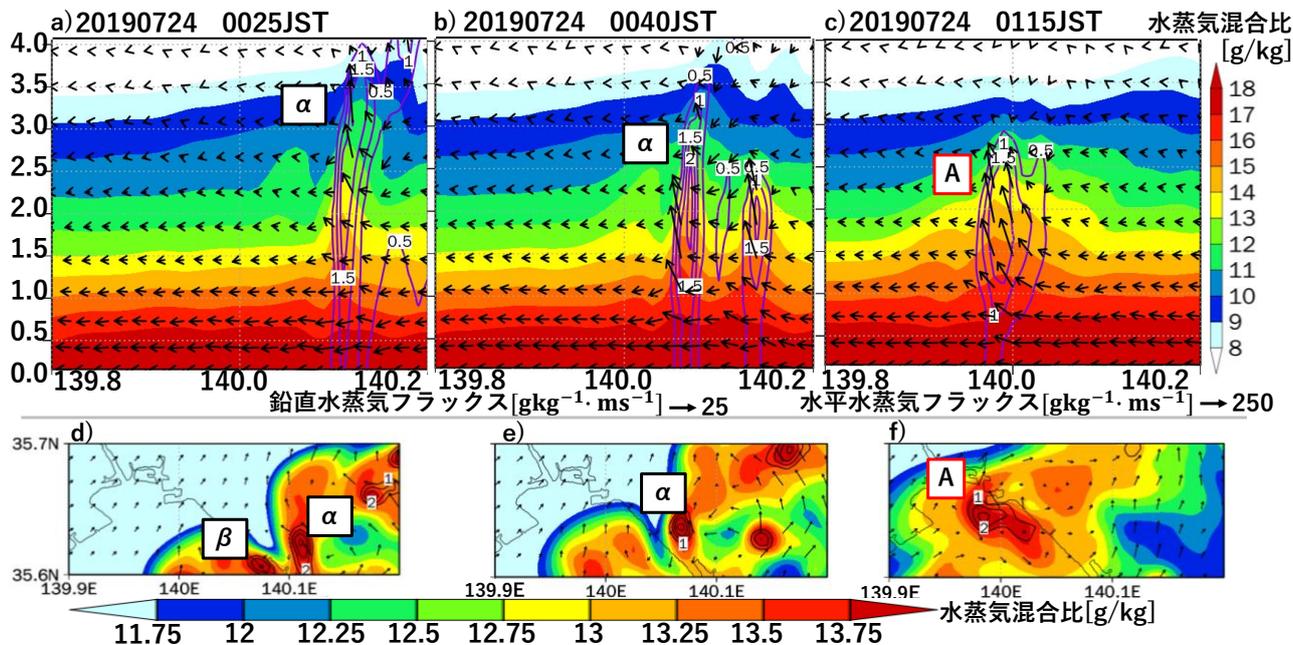


Fig. 14 (a)–(c) Vertical distribution (d)–(f) Horizontal distribution of water vapor, q_t , and water vapor flux. The shade means water vapor mixing ratio, the contour means q_t , and the vector means water vapor flux.

01:15 までに、積乱雲前面の水蒸気量が徐々に増加し、最終的にその水蒸気がセル A 前面にもたらされる様子が確認できる。しかし、水蒸気量の増加する位置において、目立った上向きの水蒸気フラックスは存在しておらず、水蒸気量増加はこの位置における上昇気流によって下層から持ち上げられた水蒸気が影響を与えているわけではないことが示唆される。他の要因を調べるために、[Fig. 14](d)–(f)に示す高度 2 km における水平断面を確認する。セル A 以前の時間帯には既出の先行セル I に加え、[Fig. 14](d)に示す先行セル III が存在していた。これらのセルについて、その内部および周辺は周囲よりも水蒸気量が大きくなっていることが確認できる ([Fig. 14](d))。その後、先行セル III は衰退・消滅しているが、水蒸気の多い状態が維持され ([Fig. 14](e))、そのエリアに向かって先行セル I が進んだ。水蒸気が多い状態は約 40 分間続き、セル A が発達を開始するまでに、セル A の周辺が水蒸気量の多いエリアを併合している。これにより、セル A 前面の水蒸気が多い状態となった。従って、セル A 周辺の高度 2 km における水蒸気の由来は、先行セル I, III によって持ち上げられた水蒸気が衰退後も残り続けることによるものと考えられる。

3.6 地上降雨強度と可降水量の関係

前節にて降水増幅に対して積乱雲前面の高度 2km 付近の水蒸気の重要性和その由来を示した。そのため、今後、観測によりその兆候をとらえることができればリアルタイム監視・予測において有益であると期待される。しかしながら、現在の観測技術では、高度 2km 付近の水蒸気量をピンポイントに観測することはでき

ない。そこで、この節では、数年先の水蒸気観測を見据えた、高度 2 km 付近の水蒸気をできるだけ表現可能な新たな指標を提案する。具体的には、地表面付近の水蒸気の水平分布を測定する地デジ水蒸気、および、水蒸気の鉛直積算量を測定する GNSS 可降水量の利用を想定し、これらから推定可能な高度 1 km 以上の水蒸気鉛直積算量 AWV_{1+} (Accumulated Water Vapor above 1 km) を次式で定義する。

$$AWV_{1+} = AWV_{0+} + AWV_{01} \quad (15)$$

ここで、 AWV_{0+} は GNSS 可降水量の観測値 (高度 0 km 以上の鉛直積算量) である。また、 AWV_{01} は地デジ水蒸気の観測値が高度 0~1 km の水蒸気の代表性があると仮定して高度 0~1 km の鉛直積算量を推定した値である。GNSS 可降水量はすでにリアルタイムに運

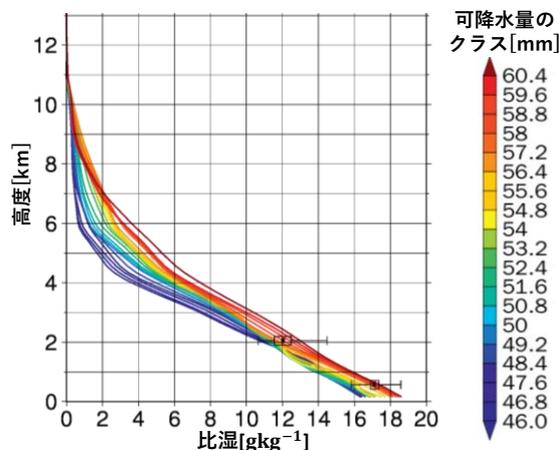


Fig. 15 Vertical profile of specific humidity classified by PWV.

用されており、また、地デジ水蒸気は現在検証実験が進められていて、数年後のリアルタイム運用が想定される。その観測状況を現時点から見据えることは大きな意義があり、本研究では数値計算結果を用いて AWV_{1+} の有効性を検証する。

3.6.1 統計的解析による高度 2 km の重要性

まず、統計的解析からも高度 2 km の水蒸気的重要性を確認する。CReSS の再現計算の全ての期間および全ての領域を対象として、5 分毎に出力した各時刻および 500 m 水平解像度を持つ各格子点を独立サンプルとして扱い、Holloway and Neelin(2009)の研究を参考に、可降水量のクラス毎に平均した比湿の鉛直プロファイルを[Fig. 15]に示す。ただし、可降水量と降雨強度が標高に依存するため、簡単のためここでは標高が 160 m 以上の格子点を除外した。また、図中の 2 つの箱髭図はそれぞれ高度 0.5 km と 2.5 km において、可降水量が 58~58.8 mm のクラスにおけるばらつき（左右がそれぞれ最大値、最小値、箱の左端、中央、右端がそれぞれ 25 %tile, 50 %tile, 75 %tile, ×印が平均値）を示す。これらの箱髭図が示すように、ある特定の可降水量のクラスのばらつき（25 %tile と 75 %tile の間隔）に対して、異なる可降水量によるばらつきの方が大きいことから、可降水量クラスの差異によるばらつきを議論することは意義を持つ。降雨強度と可降水量の水平分布を示した[Fig. 6]より、本数値計算では可降水量が 58 mm 以上の地点において降雨が存在する傾向にあった。まず、高度 1 km 以下の水蒸気量（比湿）を示す曲線がほぼ全ての可降水量クラスについておよそ均等にばらついていることから、可降水量が大きいほど高度 1 km 以下の水蒸気量が大きいことが示される。ただし、可降水量 58 mm 以上の線のばらつきは比較的小さい。このことから、高度 1 km 以下の水蒸気量は降雨発生の有無に影響を及ぼすことが示唆される。一方、高度 2 km 付近の水蒸気量は可降水量が 58 mm 以上のクラスについて大きくばらついていることから、高度 2 km 付近の水蒸気量は降雨が発生しうる状態にある中で発達するか否か（降雨強度が強くなるかどうか）に影響することが示唆される。上記の解釈は水蒸気が降雨へ与える影響において、高度別の新たな理解をもたらした。

次に、新指標 AWV_{1+} がリアルタイム豪雨監視・予測に用いることができるかどうかを検証するために、降雨強度と AWV_{1+} の関係を図-8 に、また比較対象として降雨強度と可降水量、 AWV_{01} の関係性を同じ図-8 内に示す。これらは降雨強度についてクラス分けし、クラス毎に平均値と標準偏差を求めたものである。また使用したデータは前節と同様である。まず、 AWV_{1+} と

可降水量について、その平均値が大きいほど、降雨強度が大きい。また、標準偏差は AWV_{1+} の方が僅かに小さい。ここで、 AWV_{01} をみると、降雨強度に対して変化が少なく、降雨強度が $2.0\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上ではむしろ減少傾向にあることから、可降水量と降雨強度の関係においてノイズ成分となっていたことが分かる。これらから、 AWV_{1+} が中層水蒸気を代表する新しい指標として、降雨強度の強化を判別する可能性があることを示した。

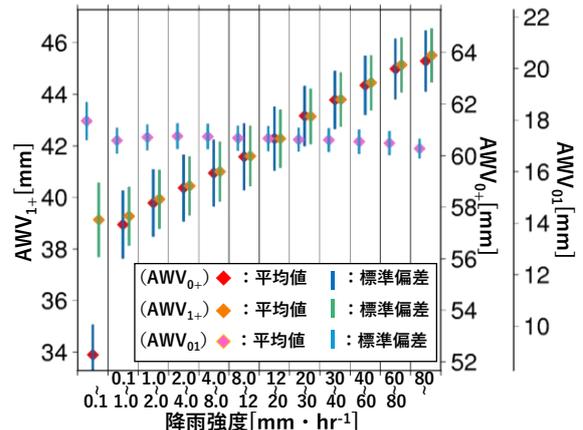


Fig. 16 The relationship of rain rate with PWV, AWV_{01} , and AWV_{1+} .

4. 地デジ水蒸気と GNSS を用いた積乱雲周辺の水蒸気の解析

この章では、2019年7月23日20:00~24日00:00頃に東京都付近で発生した局所豪雨（以下、本事例）についてGNSS可降水量、地デジ放送波による水蒸気測定を行う。また、将来的に地デジ水蒸気が普及することを想定し、その代替として東京環境局の地上測器の観測結果を用いて解析を行う。第3章においてシミュレーション結果から構築した水蒸気と降水の関係性について、実際の観測データを用いた検証を行う。

4.1 GNSS 可降水量による解析

GNSS 可降水量を用いて、水蒸気の鉛直積算量である可降水量と積乱雲の関係を定性的に解析する。

本事例における国土交通省の XRAIN によって観測された積乱雲およびGNSSによって観測された可降水量を[Fig. 17]に示す。ただし、GNSS 可降水量は約 5km メッシュに空間内挿したデータを用いた。多くの範囲において、可降水量が 50 mm 以上であり、解析対象とした時間帯において図に示す範囲は非常に水蒸気量が多い。図左側において、可降水量が少し小さくなっているがこれは、山の影響で可降水量が小さくなっているためである。本研究の解析対象である積乱雲は、東京都東部付近で 20:10 分頃から発達し始めた積乱雲で

ある ([Fig. 17](a), 黒四角). 積乱雲は可降水量が比較的高いところから発達を始めている. 積乱雲は発達しながら, 可降水量の高い方 ([Fig. 17], 薄緑の楕円) へ向かって移動している. 一方で, 積乱雲内部およびその後方はその前面に対して少し可降水量が低くなっている ([Fig. 17], 薄青の四角). 理由については CReSS の結果との比較をした後にその結果も検討しながら考察する.

ついで, 3.2.3 で解析した CReSS による可降水量と積乱雲の結果と比較を行う. 全体的に CReSS の結果よりも可降水量の値が小さいことが確認できる. また, 積乱雲内部において可降水量は減少していないことが差異として挙げられる.

理由としては, 以下の3つが想定される. (1)観測の結果について, 積乱雲の発達に対し水蒸気が利用されたと推定する場合である. この際, GNSS 可降水量には誤差がなく正しいと仮定している. (2)GNSS 可降水量に誤差があり, 実際よりも可降水量が小さく測定されたと推定する場合である. GNSS 可降水量は地上気象測器のデータを元に静水圧近似を用いて可降水量を推定している. しかし, 積乱雲が発達するような対流が存在する場合には静水圧近似は成立しないことが想定される. このことから実際の値よりも GNSS 可降水量の値が小さくなっていることが推定される. (3)観測結果が地上における事例であるのに対し, CReSS の再現結果は東京湾という海上を中心とした事例であることである. 海上では海水面から水蒸気が下層によく供給され, 結果として可降水量が高くなる.

(2)については, 4.3.2 で時系列グラフを示したうえで改めて解析を行う. 一方で, 共通点として, 可降水量が最も高いところで必ずしも積乱雲が存在しているわけではないことが挙げられる. このため, 観測の結果においても, 可降水量と降雨強度は, 一対一の対応ではない. このため, 観測による結果を用いる場合においても, 鉛直に分解することは有意である.

ついで, 地表面付近の水蒸気の動きを, 地デジ水蒸

気を用いて解析する.

4.2 地上水蒸気による解析

4.2.1 東京環境局の地上測器による解析

この節では地デジの有効性を確認するため, 東京環境局によって観測された気温 T [K]および相対湿度 RH [%]から地表面の水蒸気量(水蒸気混合比 q_v [g/kg])を計算し, 解析した. この結果を地デジ水蒸気の結果と比較することで, その有効性を確認する. ただし, 地デジ水蒸気の空間分解能がおよそ1 km, 時間分解能が1分であるのに対し, 東京環境局の空間分解能はおよそ5 kmであり, 時間分解能は1時間である. このため, 地デジ水蒸気が普及すればさらに細かく水蒸気の動きをとらえることができる. ここで, 水蒸気混合比は前述の以下の式 (16), (17), (18) を用いて計算した.

$$e_s = 6.1078 \times 10^{\frac{7.5T_c}{T_c+273.3}} \quad (16)$$

$$e = e_s \times \frac{RH}{100} \quad (17)$$

$$q_v = 622 \frac{e}{P - e} \cong 622 \frac{e}{P} \quad (18)$$

式 (16) は tetens の式であり, e_s は飽和水蒸気量[hPa], T_c は気温[°C]であり, $T_c = T - 273.15$ である. e は水蒸気圧[hPa]であり, P は大気圧[hPa]である. e は P に対し十分に小さいとし, 式 (18) に示す近似を行った. また, 大気圧は空間的に一様であると仮定し, すべての観測点に対し気象庁官署大手町の観測データの内, 各時刻の東京環境局のデータと同時刻に観測された大気圧を用いた.

XRIAN による積乱雲の観測結果と東京環境局のデータを元に計算した地表面付近の水蒸気量を[Fig. 18]に示す. 等値線が降雨強度[mm·hr⁻¹]であり, シェードが地表面付近の水蒸気混合比[gkg⁻¹]を示す. ただし,

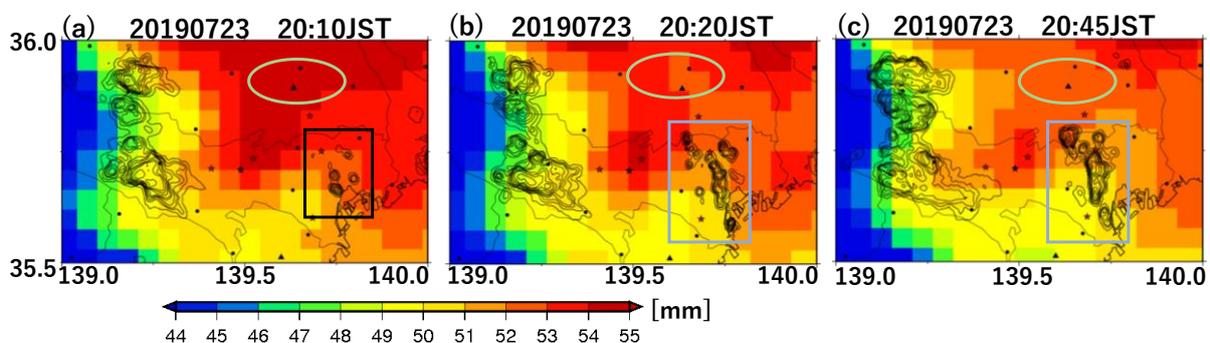


Fig. 17 PWV observed by GNSS, and rain rate observed by XRAIN. The shade means PWV, and the contour mean rain rate. The black-colored triangles mean the XRAIN radar sites, and the black-colored circles means GNSS receiver sites.

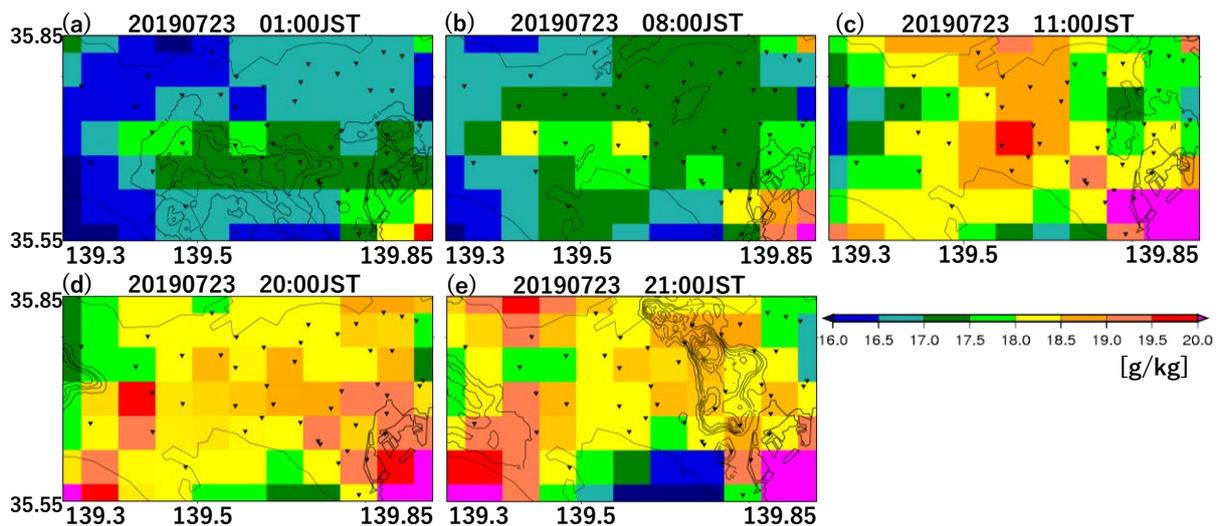


Fig. 18 Water vapor mixing ratio calculated from metrological data observed by Tokyo Metropolitan Government Bureau of Environment, and rain rate observed by XRAIN. The shade means water vapor mixing ratio $[gkg^{-1}]$, and the contour means $[mm \cdot hr^{-1}]$. The black-colored inverted triangles mean observation sites of Tokyo Metropolitan Government Bureau of Environment.

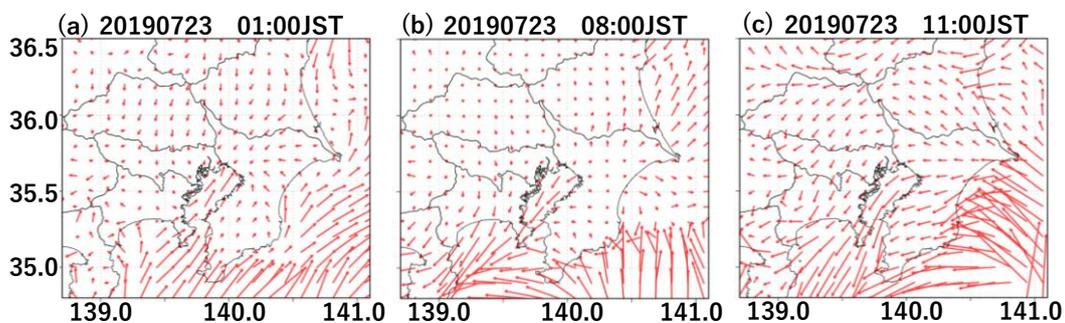


Fig. 19 Water vapor flux $[gkg^{-1} \cdot ms^{-1}]$ calculated by MSM.

地表面付近の水蒸気量は 5 km メッシュとなるように補間を行った。地表面付近の水蒸気は日の出がない深夜の時間帯には比較的低い値を取っている。01:00 において弱い降雨が発生しているが、地表面付近の水蒸気量は降雨が発生している範囲においても地表面の水蒸気量はさほど高くはない ([Fig. 18](a))。国立天文台によるとこの日の東京における日の出は 04:42 であり¹⁷⁾、日の出後しばらく経った後の 08:00 頃から地表面の水蒸気量が増え始めた ([Fig. 18](b))。地表面の水蒸気量は 11:00 頃には非常に高くなっている ([Fig. 17](c))。その後も地表面の水蒸気量は高い状態を保っており、20:05 頃に本事例が図右の青い四角内にて発生する ([Fig. 18](d))。本事例が発生した範囲の地表面の水蒸気量は発生直前においても非常に高い状態であった。21:00 頃には本事例は非常に発達している。本事例が発達した後も、地表面の水蒸気量は高い状態であった ([Fig. 18](e))。2019 年 7 月 23 日は午後から地表面の水蒸気量は多い状態にあった。これらの時間的特徴の要因を MSM による水蒸気フラックスについて解析することで確認する。

MSM を用いて算出した地表面付近の水蒸気フラッ

クス $[gkg^{-1} \cdot ms^{-1}]$ を [Fig. 19] に示す。地表面付近の水蒸気量の少ない 01:00 頃において水蒸気フラックスはかなり小さい状態にある ([Fig. 19](a))。しかし、地表面付近の水蒸気量が増え始めた 08:00 頃においても水蒸気フラックスは小さい状態にある ([Fig. 19](b))。このため、この時間帯に水蒸気量が増え始めたのは水蒸気の入りが原因ではないことが想定される。他の原因としては日照によって地表面が温められ、地表面に含まれる水分が蒸発した可能性が考えられる。一方、11:00 頃には太平洋から陸上に流れ込んだ水蒸気量が多く東京付近に流れ込む様子が確認できる ([Fig. 19](c))。また、13:00 頃からは太平洋から水蒸気が多く流れ込んでおり、これによって水蒸気量が多い状態が維持されていたと考えられる。以上より、地表面の水蒸気量の日変化について、11:00 付近以降については太平洋からの水蒸気流入の影響が大きいと考えられるが、01:00 頃から 08:00 頃にかけての朝方の変化は水蒸気流入以外の地表面の水分の蒸発などの他の要素の影響が大きいことが考えられる。

これらの時間的特徴を地デジ水蒸気をとらえることができているかを次に確認する。

4.2.2 地デジ水蒸気による解析

(1) 地デジ水蒸気の算定と検証

ここでは、地デジ水蒸気の算定方法の説明と東京環境局のデータがある程度正しいと仮定して、地デジ水蒸気の検証を行う。

2.2にて説明した通り、地デジ水蒸気は観測点と各反射体間の遅延量を解析することで観測点と反射体間の水蒸気積算量を測定することができる。しかし、反射体が複数である場合においては、正しい観測ができなくなる場合が存在する。現時点においては反射体特定の検証が不十分なため、ある観測点と反射体間のデータを、縦軸を遅延量、横軸を時刻とした際に[Fig. 20]に示すように急激な変化が見られるなど明らかに異常な変動の見られたデータは解析対象から外した。また、地デジ放送波の送信局、観測点およびこれらに対応するすべての反射体は一直線上に並んでいると仮定した。

本研究において使用するデータのうちの観測点と反射体間のデータを [Fig. 21]に示す。地デジ水蒸気による観測は水蒸気による遅延の絶対量を計測することはできず、実際には乾燥大気と水蒸気による遅延の変動量を計測している。[Fig. 21](a)の縦軸は乾燥大気と水蒸気による遅延のある値からの変動量を示している。水蒸気による遅延の絶対量に変換するために以下の操作を行った。

(a) 地デジの観測範囲に近い東京環境局や気象庁官署の地上測器のデータを用いて計算されたある時刻 t_0 における乾燥大気と水蒸気による遅延の絶対量 $\overline{d_{ai}}(t_0)[\text{ps}\cdot\text{km}^{-1}]$ と同時刻の地デジ観測による遅延量 $\Delta d_{ac}(t_0)[\text{ps}]$ とを観測点から反射体の距離 $l[\text{km}]$ を用い

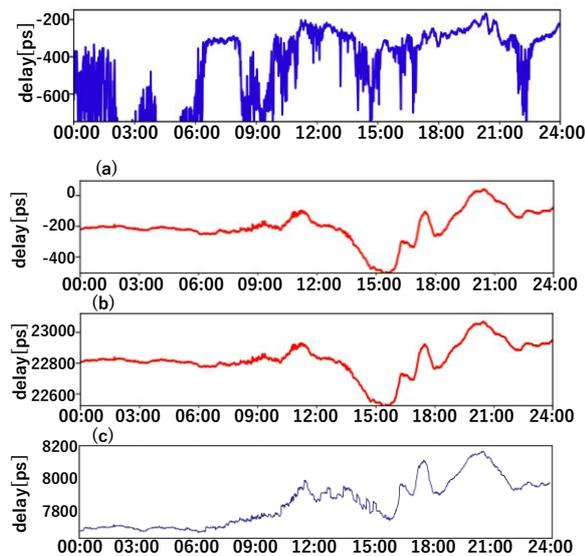


Fig. 21 Process of coping with Chideji data

て比較し、地デジ観測による遅延を乾燥大気と水蒸気による遅延の絶対量 $d_{ac}(t)[\text{ps}]$ に変換した (式 (19)).

$$d_{ac}(t) = \Delta d_{ac}(t) + \{\overline{d_{ai}}(t_0) \times l - \Delta d_{ac}(t_0)\} \quad (19)$$

例えば、[Fig. 21]の場合は近くの地上測器の 01:00 におけるデータから計算した乾燥大気と水蒸気による遅延の絶対量が $1270[\text{ps}\cdot\text{km}^{-1}]$ 、観測点から反射体までの距離が約 17.9 km 、同時刻の地デジによる遅延の値が -210 であるので、 $1.79 \times 1270 - (-210) \cong 2.28 \times 10^5\text{ ps}\cdot\text{km}^{-1}$ をすべての時間に加え、[Fig. 21](b)のようになった。

(b) 乾燥大気による遅延量は変動が小さいため、今回の観測範囲では空間的に一様であると考えた。気象庁気象官署大手町におけるデータを用いて算出した乾燥大気による遅延量 $\overline{d_{ai}}(t)[\text{ps}\cdot\text{km}^{-1}]$ に観測点から反射体の距離 $l[\text{km}]$ をかけて地デジ観測による遅延量 $d_{ac}(t)[\text{ps}]$ から引くことで、水蒸気による遅延量の絶対値 $d_{vc}(t)[\text{ps}]$ に変換した (式 (20)).

$$d_{vc}(t) = d_{ac}(t) - \overline{d_{ai}}(t) \times l \quad (20)$$

[Fig. 21]の場合、観測点から反射体までの距離が約 17.9 km であるので、地上測器から求めた乾燥遅延に 17.9 km をかけて地デジ観測結果との差分を求め、[Fig. 21](c)となった。

(a) について、本研究において比較した時刻は 2019 年 7 月 23 日 01:00 である。本研究では 2019 年 7 月 23 日の 1 日の間に地デジ観測における不定量は時間変動しないものと想定した。(b) について、地デジ観測が 1 分ごとであるのに対し、官署における観測は 10 分ごとである。官署の観測データについては、観測時刻の前後 5 分間における値は観測時刻の観測値に等しいと仮定して計算した。

上記の処理により、受信点と各反射体間の水蒸気遅延の絶対量を算出することができた。次に、これらを反射体間ごとに分解した。[Fig. 22]に示すようにある反射体 A とその反射体の次に受信点から遠い反射体 B について、反射体 A と受信点間の水蒸気遅延量 $d_{vA}[\text{ps}]$ を反射体 B と受信点間の水蒸気遅延量 $d_{vB}[\text{ps}]$ から引くことで反射体 A-B 間の水蒸気量遅延 $d_{vA-B}[\text{ps}]$ とした (式 (21)). また、この水蒸気遅延量を反射体 A-B 間の距離 $l_{A-B}[\text{km}]$ で割ることで、単位距離あたりの遅延量 $\overline{d_{vA-B}}[\text{ps}\cdot\text{km}^{-1}]$ とした (式 (22)).

$$d_{vA-B} = d_{vB} - d_{vA} \quad (21)$$

$$\overline{d_{vA-B}} = \frac{d_{vA-B}}{l_{A-B}} \quad (22)$$

次に、水蒸気による遅延量 d_v [ps·km⁻¹]と水蒸気混合比 q_v [gkg⁻¹]について考える。式(5)から、式(9)を用いて水蒸気圧を削除してすることで両者の関係式(23)が導かれる。

$$q_v = \frac{622c}{P \left(\frac{k_2}{T} + \frac{k_3}{T^2} \right)} \times 10^6 \times d_v \quad (23)$$

$RQD(T,P)$ を以下の式(24)で定義すると、 d_v と q_v の関係は以下の式(25)で表される。

$$RQD(T,P) = \frac{622c}{P \left(\frac{k_2}{T} + \frac{k_3}{T^2} \right)} \times 10^6 \quad (24)$$

$$q_v = RQD(T,P) \times d_v \quad (25)$$

$RQD(T,P)$ は気温と気圧によって変化する。本事例では、20:00~23:50における気象庁官署大手町のデータを用いて求めた $RQD(T,P)$ を時間的に平均したものを用いた。 $RQD(T,P)$ の平均値は0.0419[gkg⁻¹·km·ps⁻¹]、標準偏差は 1.49×10^{-4} [(gkg⁻¹·km·ps⁻¹)²]である。

次に、東京環境局のデータで観測された地表面の水蒸気量の時間変化が地デジ水蒸気でもとらえることが

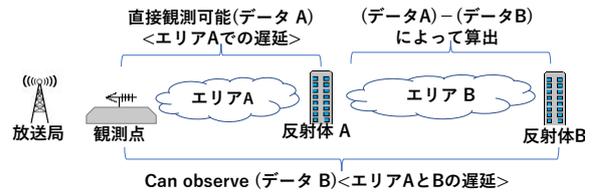


Fig. 22 Observed area by chideji.

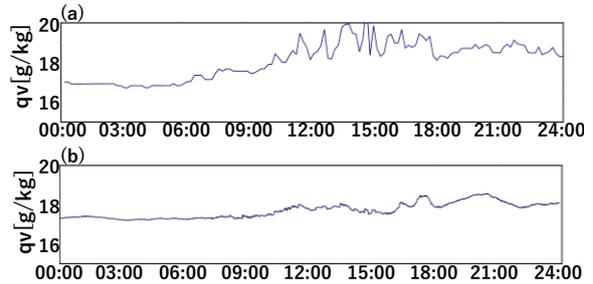


Fig. 23 Time change of water vapor by (a) ground measuring instrument in Otemachi (b) chideji data.

できたか確認する。

まず、ある観測範囲の時間変化について近くの地上測器時間変化の結果と比較する。ここでは、後述の[Fig. 24](a)に示す地デジの観測範囲と気象庁官署大手町([Fig. 24](a)において六角形で示されている点)と比較する([Fig. 23])。地上測器による結果を[Fig. 23](a)に、地デジ水蒸気による結果を[Fig. 23](b)に示す。地上測器による結果と地デジ水蒸気による結果のうち一致している点は、(1)03:00~06:00にかけて q_v の変動がほとんどない点、(2)09:00~12:00にかけて緩やかに q_v が増えている点、(3)18:00の少し前に q_v が増加し、18:00

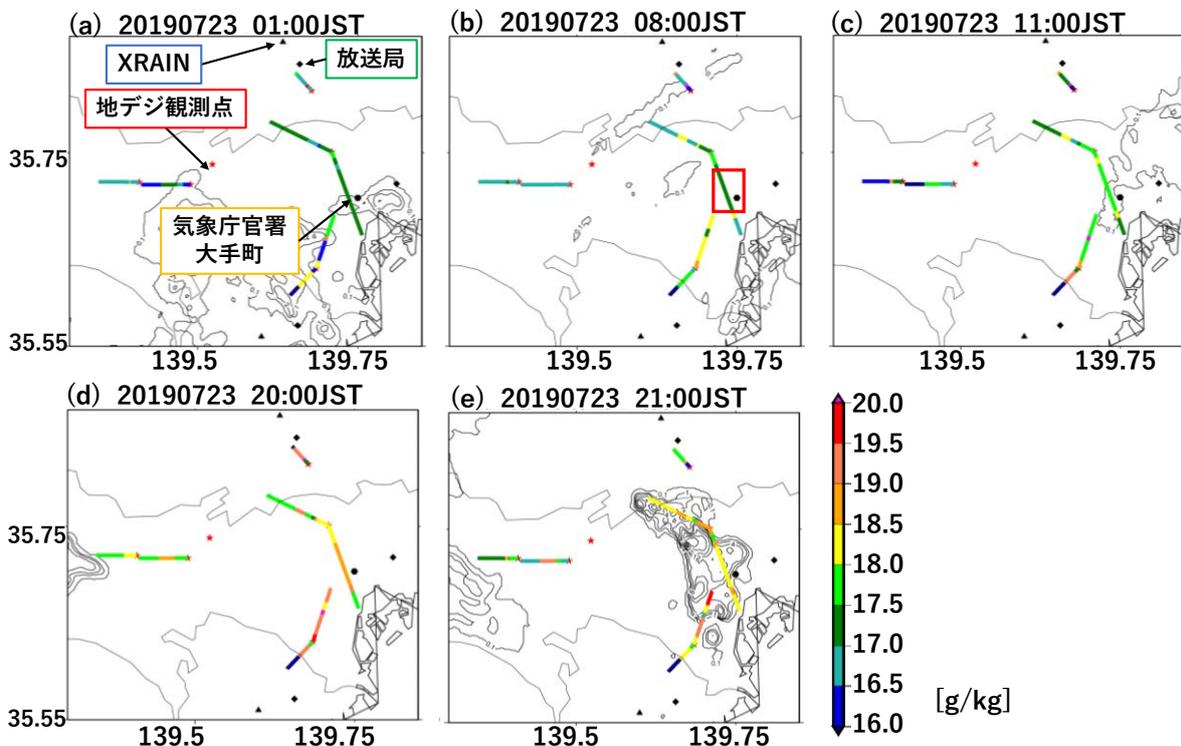


Fig. 24 Daily change of water vapor at surface observed by chideji. The colored straight line means water vapor mixing ratio [gkg⁻¹], and the contour means rain rate [mm·hr⁻¹].

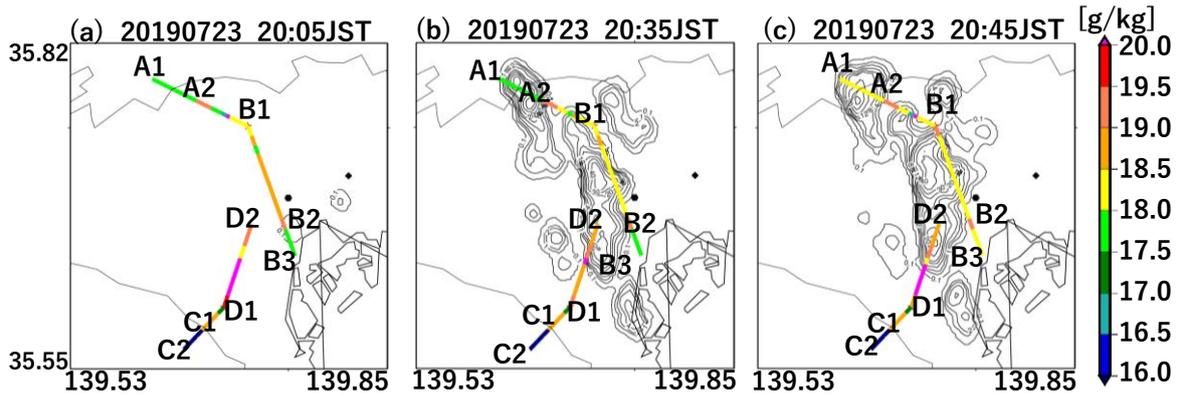


Fig. 25 Rainfall intensity and water vapor around surface observed by chideji. The colored bar means water vapor mixing ratio [g/kg], and the contour means rain rate [$\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$].

頃に極小値となっている点、(4)18:00~21:00 手前までの間 q_v が上昇し、21:00 手前で極大値を取る点である。その一方で、12:00~18:00 の間において q_v の細かい変動は必ずしも一致してはいない。また、全体的に変動幅は地デジ水蒸気による結果の方が地上測器による結果よりも小さくなっている。これは、地上測器によって算出される水蒸気量はその点での水蒸気量であるのに対し、地デジ水蒸気によって算出される水蒸気量は[Fig. 24](b)に示す直線上において領域平均されたものであることが理由として考えられる。したがって、地デジ水蒸気は水蒸気変動の大まかな動きを捉えることが可能である一方、反射体間の距離が大きくなるにつれて、局所的な変動を見ることは難しくなる。

次に、東京環境局による空間的な水蒸気変動の結果と比較する。地デジ水蒸気による地表面水蒸気の結果を[Fig. 24]に示す。この結果を東京環境局のデータ([Fig. 18])と比較する。地デジ水蒸気についても日の出していない深夜頃には地表面の水蒸気量は比較的小さくなっている。また、日の出後しばらくの8時頃に地表面水蒸気量が大きくなる点および本事例の発生する直前の20:00 および発達後の21:00 において地表面水蒸気量が多い点も共通していた。一方で、12:00 頃から水蒸気量が非常に多い状態にあったことは確認できなかった。従って、完全に時間変化をとらえることはできていないが、少なくとも積乱雲の発生前および発達後において地表面の水蒸気が高い状態にあることはとらえることができた。このため、地デジ水蒸気は一日を通した大きな時間変化を捉えられていると考えられる。以上より、地デジ水蒸気による観測結果を解析することは有意である。

(2) 地デジ水蒸気による降雨の解析

本事例となる積乱雲が発達している時間帯を細かく見て、降雨と地表面の水蒸気量について解析する。

本事例における XRAIN による積乱雲と地デジ水蒸

気の結果を[Fig. 25]に示す。等値線が地上降雨強度 [$\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$]を、線分が地表面の水蒸気量（水蒸気混合比 [g/kg])を示している。本事例の積乱雲が発達し始めてから発達するまでの様子を示している。積乱雲は20:05~20:45 にかけて発達している。[Fig. 25]内の B1-B2 に示す積乱雲が発達する前面では積乱雲が発達する前と発達初期の20:05 において、水蒸気量が周囲より多い。また、積乱雲がある程度発達した20:35 に水蒸気量が減る傾向がみとれる。一方、A1-A2 に示す積乱雲の前面は発達前及びその最中の20:05 において水蒸気量が周囲より少なく、その後、ある程度発達した20:45 に増加している。また、同じ積乱雲前面である B2-B3 も A1-A2 と同様の変化をしている。しかし、同じ積乱雲前方である D1-D2 に示すエリアは20:05 の積乱雲発達前から水蒸気量が多く、20:35 に積乱雲がある程度発達した段階で水蒸気量が若干減少している。この理由は、積乱雲から供給される水蒸気の流れが A1-A2 や D1-D2 の範囲に向かうものよりも B2-B3 に向かうものの方が多いためであると考えられる。このことを検証する手段としてデュアルドブプラ解析を用いて雲内部および周辺の風速を解析することを今後の検討課題とする。

また、C1-C2 のように周囲の水蒸気量よりも明らかに異常に水蒸気量が低い観測範囲も存在するので妥当性の検討を含めた解析方法の向上を今後の検討課題としたい。

4.3 高度 1 km 以上の水蒸気鉛直積算量の推定による降雨の解析

4.3.1 地表面から高度 1km までの水蒸気積算量の算出手法

地表面の水蒸気量が高度 1 km までの代表性を持つとして解析した。この際、地表面の水蒸気量と高度 1 km における水蒸気量の関係は MSM のデータを用いて決定した。MSM について2019年7月23日00:00~

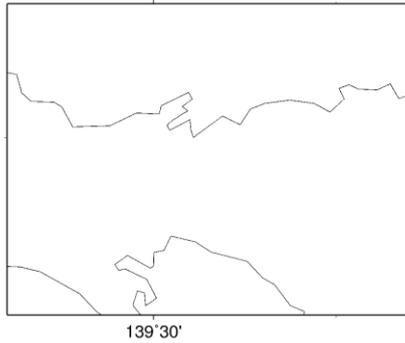


Fig. 26 The area where the q_v is averaged

7月24日00:00までの初期値を[Fig. 26]に示す領域において領域平均および時間平均した。領域平均および時間平均を行った水蒸気鉛直プロファイル(水蒸気混合比[gkg^{-1}])を[Fig. 27]に示す。[Fig. 27]の水蒸気鉛直プロファイルより、高度1kmにおける水蒸気量(水蒸気混合比[gkg^{-1}])は地表面の88%になると仮定した。加えて、高度1kmまでの間において、高度に伴う水蒸気量の減少率は一定であると仮定し、空間的にも時間的にも同様であると仮定した。その上で、3.5で説明した可降水量の算出方法を0~1kmの範囲内で行った。この仮定について海や山による空間的な差異や季節や朝夕などの時間的な差異、あるいはこう有無の有無など条件の差異でどのように変化するかは今後の検討課題としたい。

4.3.2 地デジ水蒸気とGNSSを用いた推定

4.3.1で示した手法で地デジ水蒸気から高度0~1km

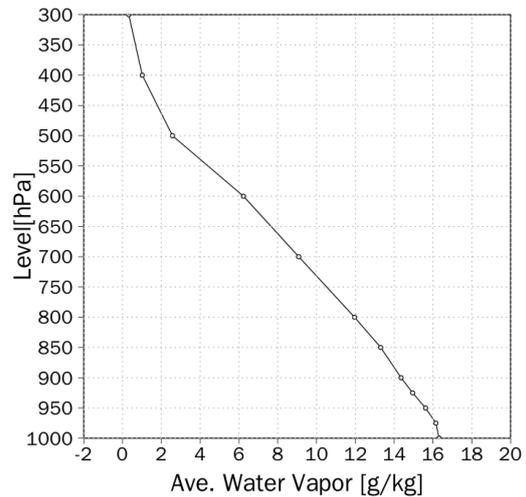


Fig. 27 Averaged q_v profile.

の水蒸気鉛直積算量(以下、 AWV_{01})を算出した。地デジで観測された範囲がGNSS可降水量を補間したデータのどこにあたるかを、手動で決定し、GNSS可降水量の値から地デジ水蒸気から算出した AWV_{01} を引いた。ただし、複数グリッドにまたがっている場合はまたがっているグリッドの値をグリッドの数で平均したものを用いた。結果は積乱雲との関係を含めて[Fig. 28]に示す。

地デジ水蒸気とGNSSによる AWV_{1+} と積乱雲の関係を示した図が[Fig. 28]である。赤四角で示す積乱雲が発達している範囲では、積乱雲発達初期の20:05から20:25で AWV_{1+} が減少している。その後、20:45に積乱雲が成熟するまでの間、 AWV_{1+} は赤四角の範囲でほぼ変動しない。一方、青四角で示す積乱雲の存在しない範囲では20:00~20:45までの間、 AWV_{1+} はほぼ変

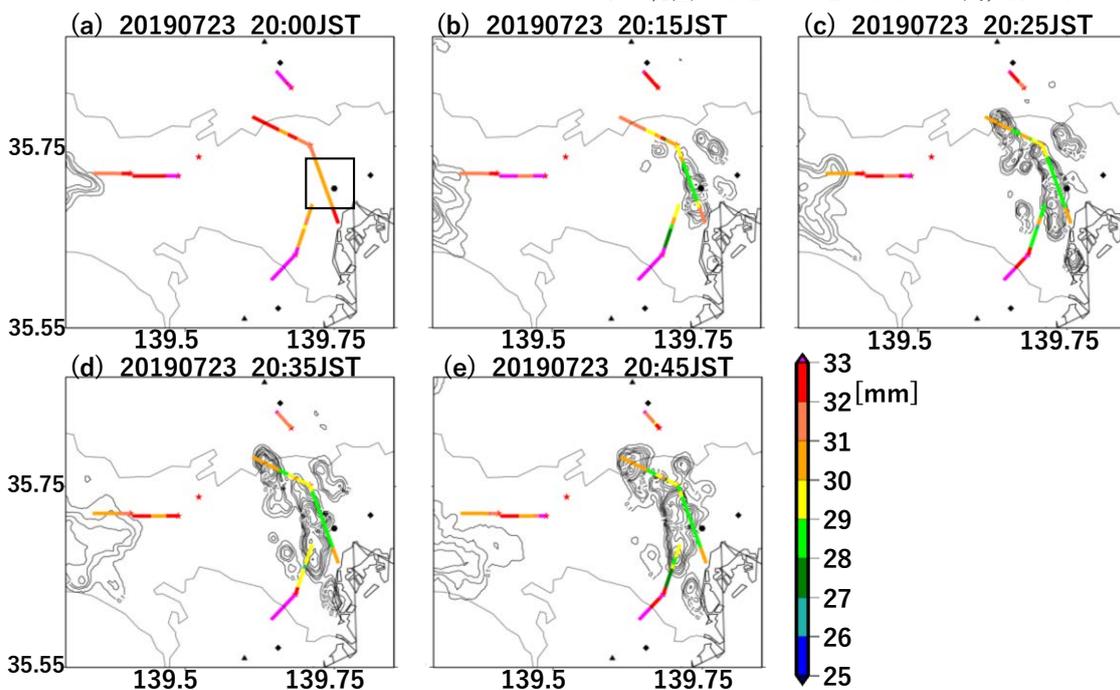


Fig. 28 AWV_{1+} calculated from GNSS and chideji, and rain rate observed by xrain

動していない。また、赤四角で示す積乱雲が発達している範囲において、4.1 で示した可降水量や 4.2.2(2) で示した地表面の水蒸気量の場合とは異なり、 AWV_{1+} は積乱雲発達初期に減少する傾向が顕著である。このため、 AWV_{1+} と降雨強度の関係性は可降水量や地表面の水蒸気量よりも強い関係がある。しかし、本事例において地デジと GNSS を用いた解析では全体的に AWV_{1+} が高く、 AWV_{1+} が高い範囲において積乱雲が発達するか否かは解析できなかった。

次に、積乱雲発生直前からの AWV_{1+} の時間変化のグラフを CReSS の結果と比較する。ただし、時系列グラフを作成した範囲は観測においては [Fig. 28](a) に示す黒四角の範囲における地デジの観測範囲および GNSS 可降水量である。また、CReSS については、[Fig. 29] に示す紫の四角の範囲内の平均値である。

観測による可降水量および AWV_{1+} の時間変化を [Fig. 30] に示す。赤線が可降水量 [mm] であり、青線が AWV_{1+} [mm] である。19:30~22:00 までの時間変化を示しており、20:00 付近 (緑線の位置) から積乱雲が発達し始め、

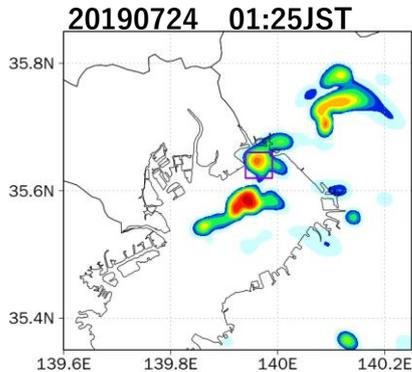


Fig. 29 Area for PW and AWV_{1+} in CReSS.

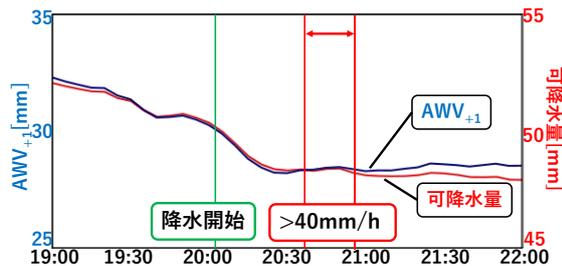


Fig. 30 Time change of AWV_{1+} and PWV observed by GNSS and chideji

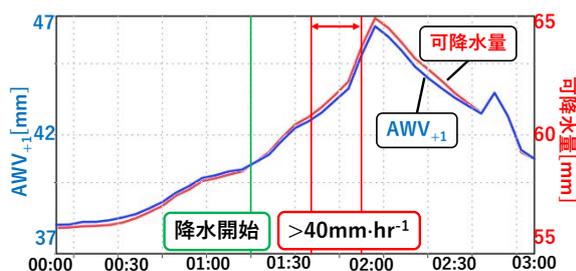


Fig. 31 Time change of AWV_{1+} and PWV calculated by CReSS

20:40 付近 (赤線の位置) には成熟している。したがって、観測結果では可降水量および AWV_{1+} が共に積乱雲の発達中に可降水量が減少し、成熟後には積乱雲発生前よりも値が低くなることが示された。

一方、CReSS による可降水量と AWV_{1+} の時間変化を [Fig. 31] に示す。観測による結果とは異なり、わずかに増加している。紫の四角は観測の結果と比べて小さくはないため、観測よりも局所的な変化を示したものではない。ゆえに、観測の結果と CReSS の結果が異なることが示された。この原因について、(1)GNSS 可降水量に誤差があると想定した場合と (2)CReSS の結果に誤差があると想定した場合の両面から考察を行う。

(1)GNSS 可降水量に誤差があると想定した場合減少することで、実際よりも水蒸気量が少なく観測さ GNSS 可降水量は地上測器のデータを用いて、静水圧近似を行うことで可降水量を推定している。しかし、積乱雲が発達するような不安定な状態下では対流が生じており、静水圧近似は成立しない。これによって GNSS 可降水量には誤差が生じている可能性がある。このうち、潜熱放出による影響を考える。積乱雲の形成時に上空で水蒸気が凝縮して水粒もしくは昇華して氷粒になる。この際に潜熱が放出される。この潜熱によって、上空の空気が暖められ、結果として上空の気温が上がる可能性がある。この際、式 (2) ~ 式 (6) より、気温が上昇すれば遅延量は減少する。遅延量が減ると考えられる。積乱雲の発達段階ではより多くの潜熱が放出されると考えられるので、発達段階で著しく減少することと矛盾はしない。積乱雲形成時に放出された潜熱によって段々気温が上昇すると仮定した場合に、その影響を CReSS から推測した。CReSS の結果から雲内部の各時刻 t における高度 2 km 付近の気温 $T(t)$ [K] を算出し (式 (26))、その時間変化割合 ΔT から (式 (27))、平均値 $\overline{\Delta T}$ を求めた。3.4 にて高度 2 km 付近の水蒸気量が積乱雲周辺で多いことから、可降水量に最も影響を与える可能性が高いと考え、高度 2 km の気温を代表値として選択した。ただし、 Δt は時間幅であり CReSS の再現結果では 5 分である。

$$T(t) = \theta(t) \left(\frac{P(t)}{P_0} \right)^{\frac{R_d}{C_{pd}}} \quad (26)$$

$$\Delta T = \frac{T(t + \Delta t) - T(t)}{\Delta t} \quad (27)$$

ここで、それぞれ $\theta(t)$ は各時刻の温位 [K], $P(t)$ は各時刻の気圧 [Pa], P_0 が基準気圧 ($=1.0 \times 10^5$ Pa), R_d は乾燥大気の気圧定数 ($=287.0$ J/K \cdot kg), C_{pd} は乾燥大気の定圧比熱 ($=1004.0$ J/K \cdot kg) である。平均値 $\overline{\Delta T}$ を用いて、式 (2)

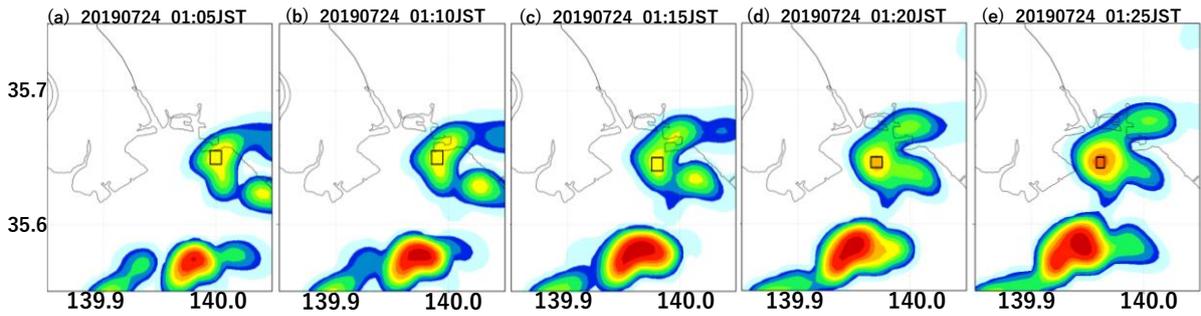


Fig. 32 The area where the mean temperature is calculated.

～式 (6) を参考にして遅延量が気温に対して反比例するとして 5 分毎に $1/\Delta T$ だけ、遅延量が小さくなると仮定して補正を行った (式 (28)). ただし, 式 (24), (25) をもとに遅延量と可降水量は比例関係にあるとした.

$$PWV_{GNSS_s} = PWV_{GNSS} \frac{\Delta T \times \frac{t-t_0}{\Delta t}}{\Delta T} \quad (28)$$

ここで、それぞれ PWV_{GNSS_s} は補正した可降水量 [mm], PWV_{GNSS} は補正していない可降水量 [mm], t_0 は潜熱放出の影響が始まった時刻である。ここで、発達時における気温の時間変化は各時刻において [Fig. 32] に示す積乱雲が発達しているとみなして、黒四角内部にて領域平均を行うことで求めた。求めた各時刻の気温を [Table 2] に示す。降雨発生約 1 時間前から潜熱放出の影響が始まり、積乱雲が成熟した段階で潜熱放出の影響がなくなると仮定し、補正を行った。その結果を [Fig. 33] に時間変化として示す。補正を行っていない [Fig. 30] と比較して大きな差は現れなかった。このことから、潜熱放出の影響のみで説明することはできないことが示された。そのため、静水圧近似が成立しないことによる他の物理量への影響を考慮した補正を今後検討していきたい。

Table 2 Temperature in the cumulonimbus

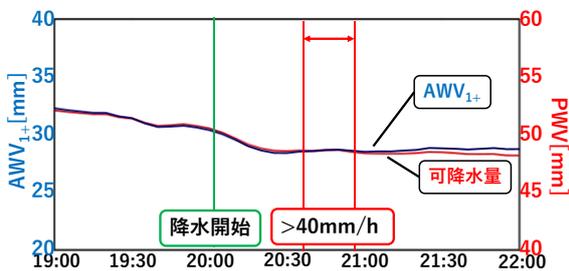


Fig. 33 Time change of AWV_{+1} and PWV observed by GNSS and chideji, corrected by using temperature.

Date	01:05	01:10	01:15	01:20	01:25
Temp. [K]	288.603	288.631	288.714	288.757	288.888

さて、上記の補正方法では、補正が十分ではなかった。このため、モデルと観測の比較を行うために、特段の根拠はないものの観測の結果をモデルの結果に近づけるような以下の補正を行う。潜熱放出の影響で実際の可降水量の値より GNSS による可降水量の値が 1 分あたり 0.065mm ずつ小さくなっていくと仮定する。降雨発生約 1 時間前から潜熱放出の影響が始まり、積乱雲が成熟した段階で潜熱放出の影響がなくなると仮定し、補正を行った。その結果を [Fig. 34] に時間変化として示す。ただし、範囲は図 [Fig. 30] と同様である。以上の補正をふまえてモデルと比較すると積乱雲の発達段階において、可降水量が 20:20 から 20:40 の短時間に増加している。これは緩やかにほぼ一定に増加するモデルとは異なる傾向であり、モデルで表現することができないような細かなスケールの水蒸気収束が起こっていることが示唆される。今後、メカニズムの解明を合わせて 4 章の解析を進めていきたい。

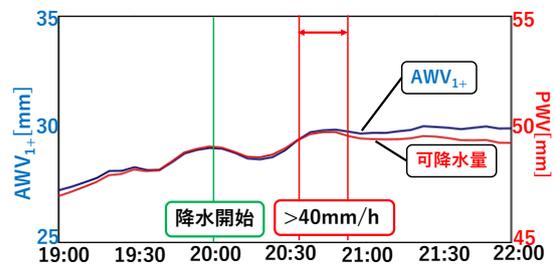


Fig. 34 Time change of AWV_{+1} and PWV observed by GNSS and chideji which is corrected for adjusting model calculation result.

(2) CReSS の結果に誤差があると想定した場合

GNSS 可降水量が正しいとすると、積乱雲の発達に積乱雲内部および周囲の水蒸気を使用されることに加え、さらにその周囲からの水蒸気の供給がなく、結果として可降水量が減少したこととなる。CReSS の結果というのは積乱雲発達に対して積乱雲内部やその周囲の可降水量が使用されたとしても、さらにその周囲から供給され、その結果高い状態が保たれると考えられる。特に本事例においては、CReSS の再現結果の積乱雲は東京湾に位置しており、海水面から水蒸気が供給され続けた結果、可降水量が減少せずむしろ上昇気流

によって積乱雲に水蒸気が供給されることで可降水量が大きくなったと考えられる。しかし、海水面より風によって水蒸気が供給されている場合には、この想定は成り立たない。そこで、MSMを用い、19:00 および 20:00 における地表面付近の水蒸気フラックス [$\text{gkg}^{-1} \cdot \text{ms}^{-1}$]を確認する ([Fig. 35])。積乱雲が発達した範囲は青四角で示す範囲内である。[Fig. 35]より降雨時の地表面水蒸気は元々太平洋より流入してきたものである可能性が高い。しかし、東京湾から流れ込んできたものである可能性は低い。以上より、必ずしも上記の想定が成立するとは限らない。このため、他の要素を検証する必要があり、今後の検討課題としたい。

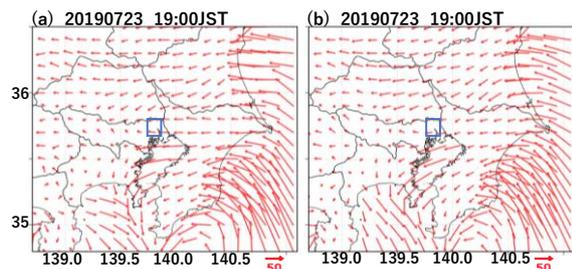


Fig. 35 Water vapor flux at surface calculated by MSM.

(1), (2)より根拠を考慮した補正方法では十分な補正結果が得られなかった。しかし、ここでの本題は可降水量と AWV_{1+} の比較であり、特に根拠はないものの [Fig. 31]と [Fig. 34]のように傾向を合わせたもので AWV_{1+} の比較を行う。

積乱雲の発達に伴う AWV_{1+} の変動は想定と比べて顕著なものではなかった。この理由として、解析対象とした事例のスケールと比較して観測の分解能が不十分であったことが挙げられる。本事例のスケールはおよそ 5~10km である。一方、GNSS 可降水量の解像度はおよそ 20km であり、点のない範囲はデータを補間している。また、地デジ水蒸気も反射体の特定が不十分であり、想定よりも粗く 5km 前後の解像度となった。加えて、空間分解能だけでなく、時間分解能も不十分であった可能性がある。それゆえに、現段階では、積乱雲の発達に伴う水蒸気の細かい変動を観測ではとらえることができず、モデルから考えた手法によって特徴を捉えることができなかつたと考えられる。今後、本事例よりもスケールの大きい線状降水帯などを対象として、この手法を検討したい。

5. 結論

本研究では、中層水蒸気が積乱雲に与える影響を解明し、またその指標化を目的として、積乱雲群事例を

対象とした CReSS の再現計算を行った。加えて、新指標を通じて GNSS 及び地デジ放送波による素上記観測の結果を解析することで新たな指標の有効性を確認した。まず、大きく発達した積乱雲周辺の水蒸気構造を調べて、高度 2 km 付近の水蒸気量が顕著に大きくなっていったことが明らかになった。特に積乱雲の移動方向前面における水蒸気が積乱雲の発達に対し影響を与えたことが示された。また、高度 2 km 付近の水蒸気由来として、発達した積乱雲自身の上昇気流によって持ち上げられた水蒸気ではなく、先行して発生した他の積乱雲によって持ち上げられた水蒸気が積乱雲の衰退後も 40 分間以上高い値を維持し続けていたことに起因することを示した。このことから、時間連続的に複数のセルが発生する本対象事例において、先行するセルがそれほど発達するものでなくとも、中層水蒸気増加をもたらすことでその後のセルの発達に大きく寄与することを明らかにした。これを模式的に表したものを [Fig. 36]に示す。さらに、統計的解析から高度 2 km 付近の水蒸気量が降雨の発生ではなく強化に大きく影響するという解釈をもたらした。また、この解釈に従い、数年先における水蒸気観測技術の運用状況を見据えて、リアルタイム予測を改善するような新たな指標 AWV_{1+} を提案した。可降水量と比べて、 AWV_{1+} の方が降雨強度の強化を有意に判別できることを示した。

その後、観測結果を AWV_{1+} を通じて解析を行った。まず、気象庁官署大手町や東京環境局による地上測器のデータと比較することで、地デジによる観測は地表面の水蒸気変動をある程度捉えることが可能であることが示された。一方で、地上測器や周囲の地デジ観測の結果と比較して、異常な変動を示す観測範囲も存在した。次に、地表面から高度 1 km までの水蒸気の鉛直積算量 (AWV_{01})を地デジの観測結果から算出し、GNSS の観測結果から減算することで、 AWV_{1+} を求めた。ただし、この際、地表面付近の水蒸気量が高度 1 km までの水蒸気量を代表すること、および、高度 1 km までの減少率が空間的にも時間的にも同様であると仮定した。算出した AWV_{1+} と本事例における積乱雲との関係を定性的に解析した。 AWV_{1+} は積乱雲の発達と共に、現象していることが確認された。また、GNSS 可降水量についても同様の変化を示したため、この結果は GNSS 可降水量が減少する影響が大きいと考えられる。この結果は、CReSS による再現計算結果とは異なり、CReSS による再現計算結果において、 AWV_{1+} や可降水量は降雨の発達と共に増加する。この原因について、GNSS に誤差がある場合と CReSS に誤差がある場合について考察した。

まず、GNSS に誤差があるとした場合、2つの原因が想定される。1つは可降水量が観測された際に、GNSS

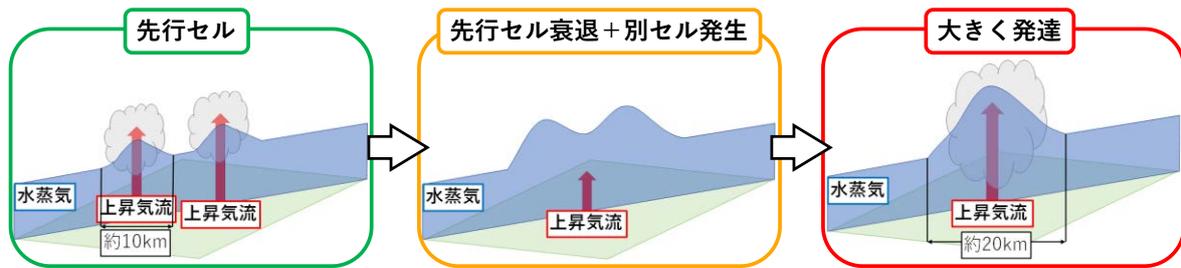


Fig. 36 Process of rainfall enhancement.

衛星が観測点の真上ではなく、少し斜めに計測していた可能性である。もう1つは、水蒸気の潜熱によって気温が上昇することで遅延量が減少した影響の可能性である。一方、CReSSに誤差があったとした場合、水蒸気の供給が実際よりも過剰に行われている可能性がある。特に、本事例の場合はCReSSによる積乱雲が東京湾付近に存在するため、海水面より過剰に水蒸気が供給された可能性が考えられる。しかし、MSMの結果から、海から水蒸気が供給されていることが確認され、この想定は必ずしも成立するとは限らない。

本研究では、AWV₁₊と可降水量との比較を行うため、GNSS可降水量に補正を加え、CReSSの傾向と合わせて解析を行った。可降水量とAWV₁₊の降雨発達中の時間変動には大きな差は存在しなかった。その理由として、降雨が5 m~10 kmスケールに対し、GNSS可降水量および地デジ水蒸気の解像度がそれぞれ20 km、5 kmであって不十分であったことが挙げられる。本研究では、大気中の水蒸気量と降雨強度との関係性を解析する手法を構築したが、残念ながら測器の解像度が不十分性から、観測結果をその手法で解析することはできなかった。今後は、線状降水帯などより大きな事例において本研究で構築した手法を検討したい。また、実際の観測データを用いた検証を進め、AWV₁₊によるリアルタイム豪雨監視・予測手法を開発していく。

参考文献

国立天文台 (2019) : 日の出入り@東京 (東京都) 令和元年 (2019) 07 月 - 国立天文台暦計算室
 内閣府 (2018) : 6 月 30 日から梅雨前線に伴う大雨及び平成 29 年台風第 3 号による被害状況等について。
 内閣府 (2021) : 令和 2 年 7 月豪雨による被害状況等について。
 山口弘誠・黒田奈那・中北英一 (2019) : 線状降水帯豪雨予測に向けた水蒸気のアンサンブル予測情報の更新履歴解析, 土木学会論文集, B1(水工学), Vol.75, No.2, pp.1153-1158.
 Bevis M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C., and Ware, R. H. (1994): GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water,

J. Appl. Meteor., Vol.33 No.3, pp.379-386
 Holloway, C. E., and Neelin, J. D. (2009): Moisture Vertical Structure, Column Water Vapor, and Tropical Deep Convection, J. Atmos. Sci., Vol.66, No.6, pp.1665-1683.
 Kaung, Z., and Bretherton, C. S. (2006): A Flux Scheme View of a High-Resolution Simulation of a Transition from Shallow to Deep Cumulus Convection, J. Atmos. Sci., Vol.63, No.7, pp.1895-1909
 Kawamura S., H. Ohta, Hanado, H., Yamamoto, M. K., Shiga, N., Kido, K., Yasuda, S., Goto, T., Ichikawa, R., Amagai, J., Imamura, K., Fujieda, M., Iwai, H., Sugitani, S., and Iguchi, T. (2017): Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, Radio Sci., Vol.52, No.3, pp.367-377.
 Nakakita, E., Sato, H., Nishiwaki, R., Yamabe, H. and Ymaguchi, K. (2017): Early Detection of Baby-Rain-Cell Aloft in a Severe Storm and Risk Projection for Urban Flash Flood, Adv. Meteorol., Vol.2017, pp.1-15.
 Schiro, K. A., Neelin, J. D., Adams, D. K., and Lintner, B. R. (2016): Deep Convection and Column Water Vapor over Tropical Land versus Tropical Ocean: A Comparison between the Amazon and the Tropical Western Pacific, J. Atmos. Sci., Vol.73, No.10, pp.4043-4063
 Tsuboki, K., and Sakakibara, A. (2002): Large-Scale Parallel Computing of Cloud Resolving Storm Simulator, ISHPC 2002: High Performance Computing, pp.243-259.

(論文受理日 : 2021 年 8 月 31 日)