# 地上マイクロ波放射計を用いた夏季中部山地における 対流雲の発生環境場の解析

荒木健太郎\*1•村上正隆\*2•加藤輝之\*3•田尻拓也\*3

#### 要旨

夏季中部山地で午後に発達する対流雲の発生環境場は、観測研究の不足により、その詳細な鉛直構造や日変化特性の理解が不十分である。本研究では、東京都奥多摩町で実施した地上マイクロ波放射計(MWR)観測結果等によりこれらを調べた。

2012~2014年7・8月の対流雲の典型事例を抽出し,活発日・不活発日に分類した.これらの事例の気象庁非静 力学モデル (NHM) による数値実験結果を第一推定値とし,MWR 観測値を用いた鉛直1次元変分法データ同化 により数分間隔の高頻度な気温・水蒸気の高度分布を求めた.赤外放射計観測等でこの解析結果がNHMより高 精度なことを確認し,NHMで表現できなかった日中の持ち上げ凝結高度の増大を統計的に示した.また,対流 雲の活発日・不活発日ともに,日変化により局地循環の鉛直スケールとほぼ同等な高度約1.5 km以下で気温・水 蒸気が増大して不安定化しており,各種安定指数は15時頃まで活発日のほうが有意に不安定であることがわかっ た.

#### 1. はじめに

夏季に太平洋高気圧に覆われた晴天日の午後,中部 山地を中心に対流雲がしばしば発達し,局地的大雨や 落雷,降雹などによる被害をもたらす.このような対 流雲による降水は「不安定性降水」や「気団性雷雨」 等と呼ばれており,近年高度化している気象庁局地モ デルでも予測精度は未だ不十分である(河野・原 2015).そのため,対流雲の発生を診断的に予測する ことを目的にして,長年にわたり09時(以下,日本時 間)の高層気象観測データを用いて対流雲発生前の熱 力学的環境場の解析が行われてきた(宇田川 1966; Yonetani 1975;堀江・遠峰 1998;大久保 1998;田口

*1	(連絡責任著者)	気象庁気象研究所.
	araki@mri-jma.go.jp	
*2	名古屋大学宇宙地球環境研究所/気象庁気象研究所。	
*3	気象庁気象研究剤	所.

-2015年11月26日受領--2016年9月12日受理-

© 2017 日本気象学会

ほか 2002;河野ほか 2004; Nomura and Takemi 2011).しかし,対流雲は日変化する環境下で発生す るため,熱力学的環境場の議論の信頼性は十分ではな い.

そこで、山岳部における熱力学場の日変化特性について、ゾンデを用いた特別観測による研究がなされている(Kuwagata and Kimura 1995;木村ほか1997;大村ほか1999;Iwasaki and Miki 2001,2002).大村ほか(1999)は、群馬県で夏季に連続する2日間でゾンデ観測を行い、雷雨発生日・非発生日ともに日中は大気安定度が低下したことを示した。また、雷雨発生日でのみ自由対流高度(LFC:Level of Free Convection)が存在し、日中はLFCが低下するという時間変化をしたと報告している。しかし、これらの先行研究は事例解析に留まっており、ゾンデ観測の時間分解能も数時間と粗いため、山岳部で発達する対流雲の発生環境場の鉛直構造や日変化特性の実態はよくわかっていない。

夏季中部山地で発達する対流雲の力学的環境場としては、熱的に形成される局地循環による風の山地での

強制上昇が重要であると考えられている(齋藤・木村 1998;Kuwagata 1997).この局地循環は日中の大気 下層の昇温により内陸に熱的低気圧が形成され,水平 気圧傾度が大きくなることで形成される(藤部・浅井 1979;堀江・遠峰 1998).夏季関東平野における海風 の鉛直構造についてはゾンデ観測や数値実験による事 例解析がいくつかなされているものの(Fujibe and Asai 1984;Kondo 1990),山岳部での対流雲の発生 に関わる局地循環については,その力学的・熱力学的 な鉛直構造の議論は不十分である.

20

また、山岳部を含む内陸ではこの局地循環によって 大気下層の水蒸気移流が起こり、午後に可降水量 (PWV: Precipitable Water Vapor)が増加するこ とがGPS (Global Positioning System)等を用いた 研究から指摘されている(木村 1994;木村ほか 1997; Iwasaki and Miki 2001, 2002; Li *et al.* 2008).夏季中部山地では午後に降水頻度が高いこと が知られているが(Fujibe 1988;齋藤・木村 1998), 午後のPWVの増大は降水特性にも対応している (Ohtani 2001; Sato and Kimura 2005).GPSによ るPWV は高頻度な熱力学場の解析が可能であるが、 水蒸気の鉛直積算量であるため、熱力学場の鉛直構造 の議論はできない。

そこで,Sato and Kimura (2005)は、地上気象観 測やGPS による PWV で妥当性を検証した数値予報 モデルの結果を用いて、大気熱力学場の鉛直構造の議 論をした。しかし、数値予報モデルにおける地表面に 近い大気最下層の熱力学場の再現精度は日中に対流混 合層が発達するにつれて低下し、特に山岳部では日中 だけでなく夜間も誤差が大きいことが指摘されている (Hanna and Yang 2001;Zhang and Zheng 2004; Zhang et al. 2013;Dimitrova et al. 2015).そのた め、夏季中部山地における対流雲の発生環境場の実態 を理解するためには、観測に基づいた高頻度・高精度 な力学的・熱力学的環境場を詳細に調べる必要があ る.

近年,地上設置型マイクロ波放射計(MWR: Microwave Radiometer)を用いて高頻度な大気熱力 学場を解析する取り組みがなされてきている。MWR は主に水蒸気と雲水に感度のある20~30 GHzと酸素 に感度のある50~60 GHz 帯の放射強度(輝度温度) を数十秒~数分以内の時間分解能で観測可能である。 予め与えられた気温・水蒸気の鉛直プロファイルから 各チャンネルの輝度温度を算出(前方計算)して,放 射強度の観測結果を基に逆問題を解くことで、現実的 な気温・水蒸気の鉛直プロファイルや PWV, 鉛直積 **算雲水量等を推定(リトリーブ)できる。これまで、** MWR 観測点近傍の高層気象観測の気候値を前方計 算に利用する Neural Network (NN: Solheim et al. 1998) によるリトリーブ手法が広く採用されてお り,様々な対流システム等の熱力学的環境場の短時間 変動の解析等に使用されている(Knupp et al. 2009; Chan 2009; Chan and Lee 2011; Chan and Hon 2011; Madhulatha et al. 2013; Raju et al. 2013; Ratnam et al. 2013; Cimini et al. 2015). しかし, NN によるリトリーブでは、PWV 等の鉛直積分量は GPS による PWV と同等な精度で得られるものの (Cadeddu et al. 2013; Araki et al. 2014), 鉛直プロ ファイルは気温で高度1-3 km以上の上空,水蒸気 量は大気下層でも誤差が大きいという課題がある (Araki et al. 2015; Cimini et al. 2015).

そのため、最近では数値予報モデルの結果や解析値 を第一推定値として, MWR 観測値を用いた鉛直1 次元変分法 データ同化手法 (1DVAR: onedimentional variational technique) により高精度な 気温・水蒸気の鉛直プロファイルを得る試みがなされ ている (Hewison 2007; Cimini et al. 2011, 2015; Ware et al. 2013;石元 2015; Araki et al. 2014, 2015). Araki et al. (2015) は, 2012年4~6月に気 象研究所(茨城県つくば市;館野と同じ)で行った MWR 観測をもとに、NN、1DVAR、1DVARの第 一推定値に用いられた気象庁非静力学モデル (NHM; Saito et al. 2006)の結果と館野における高 層気象観測結果を比較し,降水のない環境では 1DVAR が大気下層も含めて気温・水蒸気プロファイ ルの解析精度が最も良いことを統計的に示した。ま た, Araki et al. (2014) は, 1DVAR を2012年5月 6日のつくば市の竜巻事例に適用し、竜巻発生の約1 時間半前から熱力学場が急激に不安定化していたこと を示した、このように、MWR 観測をもとにした 1DVARは、大気熱力学場を高頻度・高精度に解析で きる手法として有効である.

そこで、本研究では、これまでゾンデ観測や数値モ デルでは困難であった高頻度・高精度な熱力学プロ ファイルを MWR 観測結果に基づく1DVAR によっ て得ることで、従来の力学場の観測と組み合わせて夏 季中部山地で発達する対流雲の発生環境場の詳細な鉛 直構造、日変化特性を明らかにすることを目的とす る.2012~2014年に気象研究所と東京都水道局の共同 研究「人工降雨施設更新に伴う調査研究」により,東 京都奥多摩町で MWR をはじめとする地上リモート センサー等による特別観測を実施した.本研究では, 気象庁の地上・ウィンドプロファイラ・高層観測デー タに加えて,この特別観測で得られた MWR 観測 データを用いた1DVAR による解析を通し,夏季中部 山地で発達する対流雲の活発日・不活発日毎に,力学 的・熱力学的環境場の鉛直構造と日変化特性を調べ た.

### 2. データ

本研究では、MWR として東京都奥多摩町の小河 内(第1図,標高約530m)に設置した MP-3000A (Radiometrics 社)を用いた。この MWR は K バン ド21チャンネル (22~30 GHz)、V バンド14チャンネ ル(51~59 GHz)の天頂方向の輝度温度をバンド幅 300 MHz で数十秒~数分間隔で観測する.また、



Fig.1. Observation sites and topography around the Central Mountains in Japan. White and black circles respectively denote AMeDAS sites (surface wind and temperature) and local observatories (surface wind, temperature, and pressure). The white star indicates the location of the Ogouchi site. Radiosonde observations have been conducted twice a day at Tateno.

MWR には感雨計,地上気温・相対湿度・現地気圧 のセンサー,天頂観測用赤外放射計(波長9.6~11.5 µm)が搭載されている。MWR 観測値の品質を保証 するため,Araki et al. (2015)と同様な液体窒素を 用いた校正(観測前と年2回),常温の黒体による校 正(観測サイクルに組込み),撥水加工されたレドー ムの交換(観測前と年2~3回),現地点検(2週間 に1回)を実施した。

この他の観測データとして,第1図に示す気象庁ア メダスの気温・風,気象官署と特別地域気象観測所の 気温・風・気圧の地上気象観測データ,館野の高層気 象観測データ,熊谷のウィンドプロファイラデータを 解析に用いた.

#### 3. 解析方法

#### 3.1 事例の抽出

本研究では,総観スケールの擾乱の影響を受けてい ない夏季晴天日午後の中部山地における対流雲の事例 を抽出するために,①地上気温,②総観場,③降水量 による3つの条件を用いて,2012~2014年の7,8月 を対象に事例抽出を行った.

まず,①地上気温による条件として,Nomura and Takemi (2011),Kuwagata (1997)等を参考に,前 橋,宇都宮,熊谷,館野,甲府,小河内の6地点全て で日最高気温が30°C以上の日を抽出した。次に,②総 観場による条件として,Kanae *et al.* (2004), Nomura and Takemi (2011), Takemi (2014)を参 考に,まず気象庁が「梅雨」と定義した期間の日を除 外した。その後,09,21時の地上天気図で日本付近の 領域 (130-150°E, 30-40°N)内に台風中心のベスト トラック,温暖・寒冷・停滞前線や低気圧等の総観ス ケールの強制力が存在しない事例のみを抽出した。

この後,③降水量による条件を適用する.典型的な 夏季晴天日午後の降水を抽出するために,例えば Nomura and Takemi (2011)は、00~12時に関東平 野のアメダス地点で降水が観測されなかった事例を解 析対象としている.彼らの研究は中部山地を含まない 関東平野を対象としていたが、本研究では中部山地を 含む広い範囲を対象としている.このため、Nomura and Takemi (2011)と同様な条件を適用すると,前 日から日をまたいで継続した降水や,当日昼前に山岳 部で対流雲が発生した降水の事例日を多く除外するこ とになる.また,中部山地で発生する対流雲の水平ス ケールは組織化する以前は1~数km なので、レー ダーエコーは認められるものの、アメダスでは観測されていない事例も多く見られた.そこで、本研究では、毎時の解析雨量(水平解像度1km)を中部山地周辺の領域(137-141°E、34.5-38°N;領域は第1図と同じ)で規格化した解析雨量  $RA_{CM}$  (mmh<sup>-1</sup>)を用いて降水量の条件を作成した. $RA_{CM}$ はこの領域内に含まれる全ての格子の解析雨量の総和を総格子数で割って算出したものである。本研究では、当日03~09時の間に  $RA_{CM}$ が0.05 mmh<sup>-1</sup>以上である事例は除去した.この閾値は、日中の中部山地における対流雲とは別のメカニズムで夜間に発生する孤立した対流雲による降水や、弱い層状性降水等を除去できるように設定した。これらの3つの条件により、合計29事例が抽出された.

これらの条件で夏季中部山地での対流雲の事例が適 切に抽出できていることを確認するため、抽出された 全事例における  $RA_{cM}$ の時系列を確認する(第2図 a の All). 全事例の  $RA_{cM}$ は午前中にはほぼ0 である が、12時以降に増大し、17時に最大値を持っていた. その後、 $RA_{cM}$ は24時にかけて減少した.この結果 は、河野ほか(2004)やKuwagata(1997)によっ



Fig.2. Diurnal variations of (a) hourly  $RA_{CM}$  (mm h<sup>-1</sup>) in the Central Mountain region (137°E-141°E, 34.5°N-38°N, same as the domain of Fig. 1) and (b)  $RA_{OG}$  (mm h<sup>-1</sup>) in the Ogouchi region (138.5°E-139.5°E, 35.3°N-36.3°N) for all extracted cases (29 samples). White, black, and gray bars respectively indicate the data of all, active (11 samples), and non-active cases (18 samples).

て抽出された気団性雷雨の特徴と整合的である.また,抽出された事例の総観場の特徴を気象庁全球解析 で平均場を作成して確認したところ,日本付近は太平 洋高気圧の勢力圏内であり,地上や上空でも総観ス ケールの擾乱等は見られなかった(図略).この結果 も河野ほか(2004)やSato and Kimura(2005)と 整合的であり,適切に事例抽出が行えていることを支 持する.

#### 3.2 対流活発日・不活発日の分類

抽出事例を中部山地での対流活動の活発日・不活発 日に分類する.17時に最大値を持つ RA<sub>CM</sub>の値と,抽 出事例日毎の日合計 RA<sub>CM</sub>の値の関係を確認すると (第3図a),17時の RA<sub>CM</sub>が0.15 mmh<sup>-1</sup>以下では日 合計 RA<sub>CM</sub>が1 mmh<sup>-1</sup>以下になっている事例が集中し ており,それ以外の事例はある程度のばらつきを持っ ていた。このことから、本研究では17時の RA<sub>CM</sub>が 0.15 mmh<sup>-1</sup>以下の事例を対流活動の不活発日(Non-Active,18事例),それ以外を活発日(Active,11事 例)と定義した。活発日・不活発日毎の RA<sub>CM</sub>でも17 時に最大値が現れていたが、その値は全事例に対して 活発日では約2倍,不活発日では3分の1以下だった (第2図a).

本研究で定義した活発日・不活発日における降水特 性を面的に確認する。第4図に、活発日・不活発日毎 の、解析雨量に基づく12、17、22時の前1時間降水量 が1mmh<sup>-1</sup>以上の発生頻度の水平分布を示す。活発 日の降水頻度は、12時には中部山地の標高の高い地域 で高くなりはじめ、17時には甲信地方や北関東の内陸 部でさらに高くなった(第4図a)。その後、降水頻



Fig.3. (a) Relationship between  $RA_{CM}$  at 17 JST and  $RA_{CM}$  accumulated for a day. (b) is same as (a), but for  $RA_{OG}$  at 15 JST and  $RA_{OG}$  accumulated for a day. Circles and triangles respectively indicate the active and non-active cases.

22

度は全体的に低くなり,22時には長野県や群馬県で 10~30%の地域が見られた.このような特徴は, Sato and Kimura (2005)やKuwagata (1997)で扱 われた降水の特徴と整合的である.一方,不活発日の 降水頻度は,活発日に比べて極めて低かったが,17時 にかけて山岳部を中心に降水のある地域が広がるとい う点では活発日と共通していた.これらから,活発日 は夏季山岳部で発達する対流雲の事例を適切に分類で きているといえる.また,不活発日は活発日と同じ地 上気温・総観場・午前中の降水特性の条件で抽出され たものの,午後の降水特性が活発日とは明らかに異 なっており,活発日との環境場の比較に適している.

抽出した事例における対流雲の力学的環境場を確認 するため、活発日・不活発日毎に、毎時の地上気温、 風、海面気圧の観測結果の平均場を作成して比較した (第5図).その結果、活発日・不活発日ともに地上気 温が上がってきた12時には長野県付近に中心を持つ熱 的低気圧が明瞭化し、太平洋側と日本海側の両方で内 陸に向かう海風が見られた(第5図a, b). 15時にか けて熱的低気圧の中心気圧は下がり,関東平野で内陸 に向かう南から南東寄りの海風も強まった.活発日は 不活発日に比べて全体的に海面気圧が1.5~2.5 hPa 低く,地上気温も0.5~2°C高かったものの(第5図 c),活発日と不活発日では内陸部に向かう海風の水平 分布や風速,その時間変化に大きな違いは見られな かった.このような地上観測における局地循環の水平 分布の時間変化は,活発日・不活発日ともに先行研究 と一致している(Kuwagata 1997;齋藤・木村 1998; Sato and Kimura 2005).

ここで,熱力学的環境場の解析には小河内での MWR 観測結果を用いるため、中部山地を覆う広い 領域での降水特性により分類された活発日・不活発日 が、小河内周辺における降水特性においても違いがあ ることを確認する.小河内を中心に約100 km 四方の 領域(第4図bの破線領域;138.5-139.5°E,35.3-36.3°N)について, RA<sub>CM</sub>と同様に規格化した解析雨



Fig.4. Horizontal distributions of frequency of rainfall equal to and larger than  $1 \text{ mm h}^{-1}$  at 12, 17, and 22 JST for (a) active and (b) non-active cases.

量 RAocの時系列を第2図bに示す.RAocはRAcm と異なり,活発日は15時と20時,不活発日は15時に極 大値を持っていた.関東平野北西部にあたる山岳部で は、15~16時と19~20時にふたつの降水の極大が現れ ることが報告されており(Fujibe 1988;齋藤・木村 1998;Iwasaki and Miki 2002),活発日の小河内での 降水特性と整合している.一方,活発日・不活発日と もに極大値を持つ15時のRAocと日合計RAocを比較 すると(第3図b),RAcmほど明瞭ではないものの, 数事例を除けば活発日・不活発日で分離できる.これ より,本研究で分類した中部山地における対流活動の 活発日・不活発日は,小河内周辺の対流活動とも対応 しており,小河内におけるMWR 観測結果を使って 中部山地で発達する対流雲の環境場を議論しても差し

24

支えないと考えられる.

3.3 地上マイクロ波放射観測による熱力学場の解 析

本研究では、小河内の MWR 観測結果をもとに 1DVAR 手法(Araki *et al.* 2015)によって気温・水 蒸気の鉛直プロファイルを解析する。本手法では、気 温と水蒸気混合比の鉛直プロファイルをリトリーバル 変数 x とし、以下の評価関数 J を最小にする解を Gauss-Newton 法により求める。

$$\mathbf{J}_{i} = \frac{1}{2} (\mathbf{x}_{i} - \mathbf{x}_{b})^{\mathsf{T}} \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_{i} - \mathbf{x}_{b})$$
$$+ \frac{1}{2} [\mathbf{F}(\mathbf{x}_{i}) - \mathbf{y}]^{\mathsf{T}} \mathbf{R}^{-1} [\mathbf{F}(\mathbf{x}_{i}) - \mathbf{y}] \qquad (1)$$



Fig.5. Distributions of surface fields at 12 and 15 JST averaged for (a) active, (b) non-active cases, and (c) difference of active cases from non-active cases. Shade and black contours respectively indicate observed surface temperature (°C) and sea level pressure (hPa). The vector arrows show the averaged surface wind.

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}_i^{\mathsf{T}} \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}_i)^{-1} \left[ \mathbf{H}_i^{\mathsf{T}} \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_i)) - \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_b) \right]$$
(2)

ここで,*i*は Gauss-Newton 法の繰り返し計算にお けるステップ, $\mathbf{x}_{b}$ は第一推定値のプロファイル, $\mathbf{H}_{i}$ はリトリーバル変数を基にした各周波数の輝度温度の 気温と水蒸気混合比に対するヤコビアン,**B**と**R**は それぞれ $\mathbf{x}_{b}$ と観測輝度温度 $\mathbf{y}$ の誤差共分散行列,**F** ( $\mathbf{x}_{i}$ )は第一推定値のプロファイルから前方計算した各 周波数の輝度温度を表す.詳細はAraki *et al.* (2015)を参照されたい.

1DVAR に用いる第一推定値として、NHM による 数値実験結果を用いる。中部山地を覆う900 km 四方 を計算領域とし、抽出した全事例の00時から24時間積 分する数値実験を行った。初期値・境界値には気象庁 メソ客観解析を用い,水平解像度2kmの計算を行っ た. 鉛直層は50層で, 鉛直分解能は下端で40m, 上 端で886m(モデルトップは約22km)の可変格子と した.対流パラメタリゼーションを使用していない他 は, NHM の物理過程等は Saito et al. (2006) とほ ぼ同じ設定とした。計算結果は10分毎に出力し、小河 内の MWR 観測時刻に時間内挿した鉛直プロファイ ルを作成する。小河内における実標高は530mである のに対し, NHM のモデル標高は約760 m であること から,NHMのプロファイルの最下層(高度20m) の空気塊を乾燥断熱変化させて実標高とモデル標高の 間の気温分布を作成した。また、水蒸気混合比につい ては、実標高とモデル標高の間は NHM のプロファ イルの最下層の空気塊と同じであると仮定した。この 気温・水蒸気の鉛直プロファイルを第一推定値とし て、MWR観測時刻毎に1DVARによる解析を行っ た。1DVARの解析結果の鉛直分解能はNHMと同 じである. MWR 天頂観測データは降水の影響を受 けて精度が悪化するため (Araki et al. 2015), 感雨 のない観測時刻のデータについてのみ1DVAR を実施 した.

活発日・不活発日の大気熱力学場の日変化特性を把 握するために、1DVARとNHMによる気温・水蒸 気の鉛直プロファイルを基にして、PWV、持ち上げ 凝結高度(LCL:Lifted Condensation Level), LFC,対流有効位置エネルギー(CAPE: Convective Available Potential Energy),ショワル ター安定指数(SSI:Showalter Stability Index),リ フテッド指数(LI:Lifted Index),K指数(KI:K- Index), トータル、トータルズ指数(TTI: Total Totals Index)の各種安定指数を用いて議論をする. LCL, LFC, CAPE については、地上から対地高度 500 m までの平均的な空気塊を持ち上げたと仮定して 算出した。その他の安定指数の計算方法は付録に記載 した。

3.4 NHM の誤差特性と1DVAR の解析精度

1DVARの第一推定値とするNHMの誤差特性を 把握するため、まず平野部である館野と山岳部である 小河内の地上の気温・水蒸気密度について、全事例で 10分ごとにNHMと観測結果を比較した。第6図に NHM計算値の地上観測からの偏差の平均値(Mean Difference:MD)と、偏差の二乗平均平方根値 (Root-Mean-Square:RMS)を示す。気温について は、館野では06~09時に1.0~1.5℃の負バイアスが あったが、その他の時間では負バイアスは概ね1.0℃ 以下だった(第6図a)。これに対応してRMSも 06~09時に大きくなった。一方、小河内では00~09時 までと21時以降に正バイアスがあり、館野同様に 06~09時にRMSも大きくなった。09~21時にかけて は小河内でも気温に負バイアスが見られ、13~16時に は RMS が 3℃に達していた。水蒸気密度について



Fig.6. Diurnal characteristics of mean differences (MDs, black) and root-mean-square (RMS, gray) differences of NHM-simulated (a) surface temperature (°C) and (b) water vapor density (g m<sup>-3</sup>) with respect to surface observations at Tateno (solid) and Ogouchi (dashed) for all extracted cases.

は、館野では MD の絶対値は約 1 gm<sup>-3</sup>以下で、RMS も12~16時に約 2 gm<sup>-3</sup>だったが、小河内では 1 日を 通して 3~4.5 gm<sup>-3</sup>の負バイアスがあり、RMS も 3 ~5 gm<sup>-3</sup>に達していた。これらから、気温について は日変化の大きい06~09時に館野、小河内ともに NHM は誤差が大きく、山岳部にあたる小河内では日 中も誤差が大きいといえる。また、水蒸気密度につい ては、館野は日中に誤差が大きくなる傾向が見られた が、小河内は 1 日を通して大きな負バイアスを持って いた。これは、本研究で用いた NHM が地形を十分 に解像できていないことなどによる誤差と考えられ る.

26

NHM における気温・水蒸気の鉛直プロファイルの 誤差特性について、全事例について09時の館野高層気 象観測結果を用い,NHM 計算値の高層気象観測から の偏差の平均(MD)と偏差のRMSを第7図に示 す. その結果,気温については高度2km以下で 0.5~1℃の負バイアスがあり、それより上空では MDの絶対値は約0.5℃以下だった(第7図a).高 度2km以下ではRMSも上空に比べて大きく、負バ イアスは地上に近いほど大きかった。また,水蒸気密 度についても高度2km以下で0.5~1gm-3の負バイ アスがあり, RMS も最大約2.6 gm-3と誤差が大き かった(第7図b). これらから, NHM は大気下層 に誤差を含んでいるものの,上中層のプロファイルの 誤差は小さいといえる。1DVAR を用いて大気下層の 熱力学場を修正することで、小河内でも高精度な大気 熱力学プロファイルが得られることが期待できる.

次に、小河内での1DVARによる大気熱力学プロ ファイルの妥当性を評価するため、PWV による比較 を行う、全事例における小河内での MWR 観測結果 を用いた NN による PWV と, NHM, 1DVAR のそ れぞれの水蒸気の鉛直プロファイルから求めた PWV を10分毎の時刻別に比較をした。第8図に、NNによ る PWV からの偏差の平均 (MD) と, 偏差の RMS を NHM、1DVAR それぞれについて示す。地上の水 蒸気密度と同様,NHMのPWVは1日を通して2  $\sim 4 \,\mathrm{mm} \,\mathrm{o}$ 負バイアスがあり, RMS も 3  $\sim 6 \,\mathrm{mm} \,\mathrm{c}$ 大きい. これに対して1DVARによるPWVは、0 ~2mmの負バイアス, RMSは2mm前後だった. NN による PWV は高層気象観測結果の PWV に対 してバイアスが約1mm, RMS が約1.5mm である ため (Araki et al. 2014), 1DVAR による PWV の 精度はこれに近い値である.このことから,小河内で



Fig.7. Comparisons between NHM-simulated and observed vertical profiles for (a) temperature (°C) and (b) water vapor density (g m<sup>-3</sup>) at 9 JST at Tateno for all extracted cases. Black solid and dashed lines respectively indicate the mean difference (MD) and root-mean-square (RMS) difference of NHM-simulated profiles with respect to observed profiles.





の1DVAR によって NHM に比べて現実的な水蒸気 場を得られることが支持される.

#### 4. 結果

4.1 大気熱力学場の日変化特性

1DVAR と NHM の熱力学プロファイルから求め た,小河内における各種安定指数の活発日・不活発日 毎の日変化特性を第9回に示す.1DVAR では MWR 観測時刻毎に求めた安定指数を10分毎に前10分平均し ており,NHM では10分毎に求めたもので,それぞれ 活発日・不活発日で平均化した.1DVAR を実施して いない感雨のある観測時刻については,平均化処理か



Fig.9. Diurnal variations of stability indices of (a) PWV, (b) LCL, (c) LFC, (d) CAPE, (e) SSI, (f) LI, (g) KI, and (h) TTI calculated by atmospheric thermodynamic profiles derived from NHM-simulation (gray) and 1DVAR technique (black) averaged for active (solid) and nonactive cases (dashed) at Ogouchi. Gray and black circles in each panel indicate statistically significant difference between active and nonactive cases for NHM-simulated and 1DVAR-retrieved stability indices, respectively.

らも除外した. 図中の各パネルの黒, 灰色の丸印は, それぞれ1DVAR, NHM から求めた指数について有 意水準5%の *t* 検定を行い,10分毎に活発日・不活発 日で統計的に有意な差がある時刻を表す. 第9図 b, c 中の LCL と LFC は,海面からの高度を意味する.

まず,従来からGPSによっても議論されてきた PWVの日変化特性を確認する。PWVは活発日・不 活発日ともに1DVAR,NHMの両方で午前から午後 にかけて5~8mm程度増大している(第9図a). これは,局地循環による水蒸気移流が内陸における PWV 増加に寄与するとい う先行研究と比べて時間変 化や変化量ともに整合的で ある (Ohtani 2001; Iwasaki and Miki 2001. 2002; Sato and Kimura 2005). 一方,活発日では 不活発日に比べて,1日を 通して PWV の 値 が 5 ~ 8 mm 程度大きかった. 1DVARとNHMともに 18時頃までは活発日・不活 発日に統計的に有意な差が あったが、PWV 増加とと もに活発日・不活発日の差 は小さくなり、18時以降は 有意な差がなくなる傾向が あった.

次に,大気熱力学場の鉛 直プロファイルが重要であ る各指数の結果を示す. LCL について、NHM で は00~15時頃まで日変化が 小さく、その後18時にかけ てLCLは低下していた が,1DVAR では06時以降 に LCL が上昇し, 15時以 降に低下するという日変化 特性を持っていた. LFC については06~12時に活発 日・不活発日ともに1 DVAR では LFC の低下が 明瞭であり,NHM でも活 発日では同じ傾向が表れて

いる.また,LFCは15時以降に徐々に夜にかけて上 昇していく特徴を持っていた.LCL,LFCともに1 日を通して活発日・不活発日に有意な差はなかった.

CAPE, SSI, LI, KI, TTIの各安定指数の日変化 は、いずれも活発日・不活発日の両方で、1DVARと NHMともに06時頃から大気熱力学場の不安定化を示 していた. CAPE は不活発日の NHM では17時頃に 極大となっていたが、その他は12~15時頃に極大値を 持っていた. SSI は12~18時、LI は12~15時 に1 DVAR、NHMともに最も不安定を示しており、KI や TTI は午後を中心に不安定を示していた.一方, 各安定指数は PWV と同様に午前を中心に活発日と 不活発日で有意な差があり,特に SSI, LI, KI, TTI は統計的有意性(*t* 検定における T 値)が大き かった(図略).統計的に有意な差がなくなる時間帯 は指数によって異なり, CAPE と LI では15時以降, SSI, KI, TTI では18~21時以降に統計的な有意性 が保たれなくなる傾向があった.

4.2 大気下層の熱力学構造の日変化

28

小河内における各種安定指数の日変化が、どのよう な大気熱力学場の鉛直構造の時間変化によってもたら されたかを確認する。第10図に、活発日・不活発日毎 に1DVARとNHMによる06,12時の前30分平均の 気温、水蒸気密度の鉛直プロファイルを示す。図の縦 軸は小河内の実標高からの高度を表す。

まず,気温について,NHMでは06時から12時の間 に活発日・不活発日ともに高度約1km以下で3 ~3.5°C昇温しており,地上に近いほど気温変化が大 きかった.一方,1DVARでは06時から12時までに特 に高度1.5 km以下で昇温しており,気温の変化量は 高度約200 mで最大 6~6.5°Cと,NHMよりも大き かった.1DVARは06時では活発日・不活発日ともに 高度約1 km以下でNHMよりも気温を低く解析して おり,12時では逆に高く解析していた.地上観測との 比較から,NHMでは06時(12時)では地上気温を過 大(過小)表現していたことから(第6図a),1 DVARの解析は妥当といえる.1DVARとNHMは ともに高度約1.5 km以下では不活発日よりも活発日 のほうが各時刻で高温であることを示している.

一方,水蒸気の鉛直プロファイルでは,活発日・不 活発日ともに NHM では06時から12時にかけて高度 約2km以下で水蒸気密度が大きくなった。1DVAR では,活発日で高度約1km以下,不活発日では全層 で水蒸気密度が06時から12時にかけて増大した。いず れの時刻,活発日・不活発日でも,高度約1.5km以 下では1DVAR は NHM よりも水蒸気密度を大きく 解析していた。また,1DVAR と NHM のいずれに おいても,両時刻で活発日のほうが不活発日よりも大 気下層を中心に水蒸気密度が大きかった。

このように、対流活動の活発日・不活発日ともに、 特に対地高度1~1.5 km以下の大気下層の気温・水 蒸気の増大が日中の大気の状態の不安定化をもたらし ていることがわかった。また、活発日では不活発日に 比べて6、12時ともに特に大気下層で気温と水蒸気密

28



Fig.10. NHM-simulated and 1DVAR-derived profiles of (a) temperature and (b) water vapor density at 6 (dashed) and 12 JST (solid) averaged for active (NHM : black, 1DVAR : red) and non-active cases (NHM : gray, 1DVAR : blue).

度が大きいため、大気の状態が不安定になっていると いうことがわかった。

4.3 対流雲発生に関わる局地循環の鉛直構造と日 変化特性

対流雲の活発日・不活発日ともに、地上気象観測に よる解析から局地循環によって関東平野で午後に卓越 する海風がみられた(第5図,3.2節).このような局 地循環の鉛直構造の日変化特性を把握するため、熊谷 のウィンドプロファイラの風向・風速データから10分 毎の平均鉛直プロファイルを作成し、活発日と不活発 日の特徴を調べた(第11図).



Fig.11. Time-height cross sections of wind velocity (shade) and horizontal wind (barb) averaged for (a) active and (b) non-active cases, which are obtained by the Kumagaya wind profiler.

その結果,活発日と不活発日の両方で,12時頃から 23時頃にかけて高度1.5 km 以下で南から南東寄りの 風向を持つ水平風速 3 ~ 6 ms<sup>-1</sup>の海風が観測されて おり,これらの間に有意な差は見られなかった.

1DVARによる大気熱力学プロファイルからは、特 に対地高度1~1.5 km以下の大気下層の気温と水蒸 気が増大することで大気の状態の不安定化がもたらさ れていた(4.2節).これは熊谷で観測された局地循環 の鉛直スケールと同程度であることから、日中の高度 約1.5 km以下での水蒸気量の増大は局地循環による 水蒸気移流によって起こっているということがわかっ た.

#### 5. 考察

5.1 赤外放射計による1DVAR と NHM の評価

小河内での1DVAR と NHM による大気熱力学プ ロファイルの妥当性について、3.4節で議論した地上 物理量と PWV に加えて、気温・水蒸気の鉛直プロ ファイルの観点で再検討する。各種安定指数は06時以 降に大気の状態の不安定化を示していたが、夏季には 関東周辺でしばしば朝から昼にかけて好天積雲が発生 することが知られている(Inoue and Kimura 2004; 荒木 2014).ここでは、赤外放射計による雲底温度 と、1DVAR、NHM の大気熱力学プロファイルから 得られる LCL における気温(以下、LCL 気温)を比



Fig.12. Time series of the differences of atmospheric temperature (K) at the level of LCL in NHM- (gray) and 1DVAR-derived thermodynamic profiles (black) from the brightness temperature (TB; K) obtained from infrared channel.

較する.これにより,特に大気下層の熱力学場の妥当 性を評価できる.

全事例の09~12時で,10分毎に前10分の最大赤外雲 底温度を求め、その値が10°Cよりも大きいデータを LCL 気温との比較に使用した。これは、好天積雲の 水平スケールが小さく赤外雲底温度の観測値が数分で 大きく変動することが多いため、典型的な小河内上空 の好天積雲の雲底温度を求めるために設定した条件で ある。比較をする LCL 気温は、1DVAR では最大赤 外雲底温度の時刻と同じ時刻のものを用い、NHM で は最も近い時刻のものを使用した。

1DVAR と NHM による LCL 気温について、赤外 雲底温度からの偏差の時間変化を第12図に示す。09時 過ぎでは赤外雲底温度と1DVAR,NHMのLCL気 温の差は1K以内だが、12時にかけて時間経過とと もに1DVARとNHMともにLCL気温のばらつきは 大きくなった.しかし、NHM による LCL 気温につ いては特に11時以降に赤外雲底温度よりも低い傾向が ある.赤外雲底温度に対する1DVARとNHMによ る LCL 気温の MD はそれぞれ0.0 K, -2.4 K で, RMS は1.6 K, 3.3 K だった. Araki et al. (2015) では、館野における MWR 観測値を用いた1DVAR と高層気象観測結果の比較から、ここで扱った09~12 時のLCL(対地高度1500~2000m)よりも下層では、 1DVARの高層気象観測に対する気温のRMSは1.5 K 未満と報告されている。これは平野部での値であ るが、小河内での1DVAR による LCL 気温の赤外雲 底温度に対する RMS はこれとほぼ同じである。すな わちこの結果は、NHM で十分に表現できていない小 河内での日中の大気下層における熱力学場の日変化特

性を、1DVAR では上手く表現できていることを意味 している.

## 5.2 対流雲の活発日・不活発日の発生環境場の違 6

夏季中部山地で発達する対流雲の活発日・不活発日 において活発日のほうが全体的に地上気温は高く,海 面気圧も低かったにも関わらず,対流雲のトリガーと なる局地循環の鉛直構造や日変化特性には有意な違い は見られなかった(3.2節, 4.3節). これは、局地循 環を駆動する気圧傾度力を生む地上の水平温度勾配が 活発日と不活発日でほぼ同程度だったためと考えられ る。そこで、熱力学場に着目して対流雲の活発日・不 活発日の発生環境場の違いを考察する。

小河内での1DVAR による各種安定指数の日変化特 性は、活発日と不活発日では LCL と LFC のみが統 計的に有意な差を持っていなかった(4.2節).しか し、いずれも活発日・不活発日ともに日中に LCL が 上昇し、LFC が低下するという特徴があり、大村ほ か(1999)で観測された雷雨発生日における LFC の 低下と対応する。大村ほか(1999)では、雷雨の非発 生日では中層に暖気移流があったため気温減率が小さ くなり、LFC が存在しなかったと報告している。し かし、本研究で扱った3年分の夏の事例においては、 活発日と不活発日の両方で00~09時と21時以降には LFC が解析されない事例も見られたが、09時から21 時にかけてはほとんどの事例で LFC を解析できてい た. このことから、大村ほか(1999)で扱われた事例 は本研究の抽出条件に当てはまらなかった可能性が考 えられる。本研究では、29事例ではあるものの夏季山 岳部で発達する対流雲の典型事例を扱ったことで, あ る程度一般的な発生環境場の特徴として、日中の LFC の低下を示すことができた.

その他の1DVARによる安定指数では、CAPEと LIでは15時以降に有意な差がなくなっていた。この 理由としては、活発日における小河内周辺での降水頻 度は15時に極大を持っていることから(第2図b), 雲・降水過程による不安定の部分的な解消の影響を受 けたことが考えられる.一方, PWV, SSI, KI, TTIでは18~21時以降に活発日と不活発日の違いが 有意ではなくなった、ここで、活発日・不活発日にお ける PWV は、18時から24時にかけてそれぞれ約4 mm, 1mm減少していた。活発日と不活発日で 18~24時の RAogの総和を求め、それらの差をとると 約3mmであることから(第2図b),18時以降の PWV の減少量は、対流活動の違いによって降水に変 換された水蒸気の違いであると考えられる。このよう な水蒸気量の変化が PWV 以外の指数に影響を及ぼ したほか、小河内では18~21時にかけて特に活発日で 隆水を観測する事例が多かったため、サンプル数の減 少によっても活発日・不活発日で有意な差が見られな くなったことが考えられる.

小河内での1DVAR による LCL, LFC 以外の安定 指数は、全て対流雲の活発日・不活発日で00~15時に 有意な差が見られた。このことは、日変化に依存せず に大気熱力学場が活発日・不活発日で異なっているこ とを意味している、雷雨発生日と非発生日の違いを09 時の館野高層気象観測を用いて調べた先行研究(田口 ほか 2002;河野ほか 2004; Nomura and Takemi 2010)と比較するため、本研究における活発日・非活 発日でも09時の館野高層気象観測を用いて気温・水蒸 気プロファイルの特徴を確認した。第13図に、高層気 象観測,NHM それぞれについて、活発日の気温と水 蒸気密度の不活発日からの偏差を示す。活発日では不 活発日に比べて,NHM と高層気象観測結果ともに大 気下層で高温,大気上中層で低温,大気中下層で湿潤 だった.これらの鉛直プロファイルに対して t 検定を 行ったところ、上記の結果は5%の有意水準を満たし ていた(第13図中の右側の丸印).また,これらの先 行研究では雷雨発生日・非発生日ではKI, SSI, LI, TTI に有意な差があると報告しており, 本研究 で小河内での1DVARから求めた安定指数のうち,対 流雲の活発日・非活発日で特に有意な差があったもの と一致している.本研究では夏季中部山地で発達する 午後の対流雲の事例について、当日の発生環境場の日 変化特性に着目しているために踏み込んだ議論はしな いが、当日09時の高層気象観測結果やGPSによる PWV 等を利用して、対流雲の活動が活発となる日を 診断できる可能性がある.

ここで、1DVAR と NHM による各種安定指数は、 LCL と、不活発日の CAPE と LI で異なる日変化特 性を持っていた(第9図).CAPEの不活発日の極大 値は、1DVAR では15時頃、NHM では17時頃に現れ た(第9図d).LIでも同様の時間に不活発日の極小 値が見られた(第9図f).NHMにおける降水の再 現性について解析雨量を用いて確認したところ、活発 日では概ね水平分布や時間変化が一致していたが、不 活発日では降水量が過小だった(図略).そのため, 不活発日の NHM では雲・降水過程による特に地表

"天気"64.1.

30



Fig.13. Mean difference between thermodynamic profiles averaged for active and non-active cases at Tateno. Observed (Sonde, black) and NHM-simulated profiles (NHM, gray) for (a) temperature and (b) water vapor density. Black and gray circles in each panel indicate statistically significant difference between active and non-active cases for observed and NHM-simulated profiles, respectively.

面付近の大気最下層の熱力学場に起因する不安定の解 消が起こりにくく、CAPEの極大やLIの極小が現実 よりも遅れたと考えられる.ただし、これら以外の指 数は PWV のような鉛直積分量や、850 hPa より上空 の物理量から算出している指数であるため、NHM、 1DVAR ともに同様な日変化をしており、活発日・不 活発日で有意な差がある時間も同じであった.このこ とから, MWR 観測に基づく1DVAR によって LCL と不活発日の CAPE, LI の現実的な日変化特性が明 らかになっただけでなく,その他の指数の日変化特性 は1DVAR や NHM 等の推定手法に左右されないも のであるといえる.

5.3 対流雲の発生環境場の空間代表性

ここまで,夏季中部山地での対流雲の発生環境場の 鉛直構造と日変化特性について,主に小河内における 大気熱力学プロファイルを基に議論をしてきた。小河 内での熱力学的環境場の空間代表性を確かめるため, NHM の結果から全事例の平均場を作成して調べた。 水平分布の時間変化を確認するための物理量として, 850 hPa 以下で最大の相当温位を持つ空気塊を持ち上 げたと仮定して計算した CAPE (MUCAPE: Most Unstable CAPE) と PWV を用いた。

MUCAPE と PWV について,15時の水平分布と06 時から15時までの変化量の水平分布を第14図に示す. まず,MUCAPE については,15時で小河内周辺の 100 km 四方程度の領域で700 J kg<sup>-1</sup>以上の不安定な 領域が広がっており,1000 J kg<sup>-1</sup>以上の地域も見ら れた(第14図 a).小河内周辺以外でも内陸部では不 安定となっており,小河内周辺と同様に700 J kg<sup>-1</sup>以 上の MUCAPE を持っていた.06時から15時までに, 小河内周辺では MUCAPE が400 J kg<sup>-1</sup>以上増大して おり,中部山地を覆う広い範囲で同様な MUCAPE の時間変化が起こっていた(第14図 b).

一方, PWV は標高依存性があるために山岳部での 絶対値の議論は難しいが、15時では南寄りの海風が侵 入している関東平野に、その南海上と同じ44~46 mm の PWV が分布している(第14図 c).06時から15時 にかけて、小河内を含む中部山地の特に標高の高い地 域を中心に PWV が4mm 以上増大している領域が 広がっており,その中でも小河内から山梨県,静岡県 の山岳部ではPWVが6~8mm以上増加していた (第14図 d). 一方, PWV が増加した山岳部に近い海 上では PWV が 2~4 mm 減少しており、山岳部で の PWV 増加が局地循環による海上からの下層水蒸 気移流が原因であることを支持している。このような 中部山地における午後の PWV 増加の水平分布の特 徴は、Sato and Kimura (2005) をはじめとする先行 研究と整合的である。以上の結果から,本研究におけ る小河内における熱力学場の鉛直構造や日変化特性 は、中部山地周辺である程度の広がりを持った熱力学 場の範囲内にあると考えてよいことが確かめられた。



Fig.14. Horizontal distributions of NHM-simulated (a) MUCAPE (J kg<sup>-1</sup>) at 15 JST and (b) difference of MUACPE at 15 from 06 JST. (c) and (d) are respectively the same as (a) and (b), but for PWV (mm).

#### 6. まとめ

夏季中部山地で晴天日の午後に発生する対流雲の熱 力学的・力学的環境場の鉛直構造と日変化特性につい て、2012~2014年にかけて東京都奥多摩町(小河内) で実施した地上マイクロ波放射計(MWR)観測と従 来の地上、ウィンドプロファイラ、高層観測をもとに 統計的に調査した。MWR 観測値を用いた鉛直1次 元変分法データ同化(1DVAR)によって得られた小 河内における高頻度・高精度な大気熱力学プロファイ ルから、活発日・不活発日ともに数値モデルでは表現 することのできなかった日中の持ち上げ凝結高度の上 昇や、自由対流高度の低下が起こっていることを統計 的に示すことができた。また、力学場の鉛直構造観測 と1DVAR を組み合わせた解析により,局地循環と同 じ鉛直スケールである高度約1~1.5 km 以下で午後 にかけて気温・水蒸気ともに増大することで,活発 日・不活発日ともに大気の状態が不安定化しているこ とが明らかになった。大気安定度に関わる各種指数 は,活発日と不活発日では15時頃まで有意な差がある ことがわかった。このことから,夏季中部山地で発生 する対流雲の活発日・不活発日の違いは,不安定が解 消されるよりも前に大気下層で高温,大気上中層で低 温,大気中下層で湿潤であるという大気熱力学場の不 安定度で決まっていることが確認できた。

本研究では、数十秒から数分間隔の高頻度な MWR 観測結果を用いた1DVAR によって、高頻度・ 高精度な熱力学プロファイルを得ることを実現した. これと従来の力学場観測を組み合わせることにより, これまで観測が少なく理解の不十分であった,夏季中 部山地における対流雲の発生環境場の鉛直構造と日変 化特性を把握することができた.

本研究で対象とした現象に限らず,従来から大気熱 力学場の鉛直構造の議論には1日2回の高層気象観測 が用いられてきたため,日中の熱力学構造を知るため にはラジオゾンデ観測や航空機観測を行う必要があっ たが,その観測頻度は限られていた。本研究で用いた MWR は高頻度な観測を行えるが,これまでは気温 は特に高度1-3 km以上,水蒸気密度は全層に誤差 の含まれる Neural Network (NN)を用いた環境場 の日変化特性の研究しか行われていなかった (Ratnam *et al.* 2013).本研究は,NN や数値予報モデル よりも高精度な1DVAR により,観測をもとにして大 気熱力学場の日変化特性を統計的に取り扱う可能性を 初めて示したものである.

近年,MWRを扱う研究者によるコミュニティ (MWRnet:http://cetemps.aquila.infn.it/mwrnet/) が発足し,世界各地でMWR 観測網が展開されつつ ある。今後,様々な地域におけるMWR 観測を本研 究で用いた1DVAR に用いることで,これまで高層気 象観測によって行われてきた大気熱力学場の気候学的 特徴(Chuda and Niino 2005)や竜巻をはじめとする 様々な対流システムの発生前環境場(櫻井・川村 2008 など)などについて,環境場の日変化特性まで踏み込 んで議論されることが期待される.

#### 謝 辞

本研究で扱った地上マイクロ波放射計データは,気 象庁気象研究所と東京都水道局の共同研究「東京都水 道局人工降雨施設更新に伴う調査研究」により取得し たものです.関係者のみなさまに心より感謝申し上げ ます.また,2名の査読者の方には大変有益で建設的 なアドバイスをいただきました.天気編集委員担当の 川島正行氏にも非常に有益なコメントをいただきまし た.心より感謝いたします.

#### 付録:各種安定指数の算出方法

本研究で使用した安定指数は、気温 T (°C) と露 点温度 Td (°C) を用いて以下のように算出する. 添 え字は気圧 (hPa) を表し、たとえば  $T_{x\to y}$ は、気圧 xの空気塊を気圧 y まで断熱的に持ち上げた際の気温 を意味する。

$$SSI = T_{500} - T_{850 \to 500} \tag{A1}$$

$$LI = T_{500} - T_{ave500m \to 500}$$
(A2)

$$KI = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$
(A3)

$$T^{*}T^{*} = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - T_{500})$$
(A4)

なお,LIの計算においては,地上から高度500m までの平均的な空気塊を持ち上げると仮定して計算し ている.

#### 参考文献

- 荒木健太郎, 2014: 雲の中では何が起こっているのか. ベ ∨出版, 343pp.
- Araki, K., H. Ishimoto, M. Murakami and T. Tajiri, 2014: Temporal variation of close-proximity soundings within a tornadic supercell environment. SOLA, 10, 57-61.
- Araki, K., M. Murakami, H. Ishimoto and T. Tajiri, 2015: Ground-based microwave radiometer variational analysis during no-rain and rain conditions. SOLA, 11, 108-112.
- Cadeddu, M. P., J. C. Liljegren and D. D. Turner, 2013: The atmospheric radiation measurement (ARM) program network of microwave radiometers: instrumentation, data, and retrievals. Atmos. Meas. Tech., 6, 2356–2372.
- Chan, P. W., 2009. Performance and application of a multi-wavelength, ground-based microwave radiometer in intense convective weather. Meteor. Z., 18, 253-265.
- Chan, P. W. and K. K. Hon, 2011: Application of ground-based, multi-channel microwave radiometer in the nowcasting of intense convective weather through instability indices of the atmosphere. Meteor. Z., 20, 431-440.
- Chan, P. W. and Y. F. Lee, 2011: Application of a ground-based, multi-channel microwave radiometer to the alerting of low-level windshear at an airport. Meteor. Z., 20, 42-429.
- Chuda, T. and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 391-408.
- Cimini, D., E. Campos, R. Ware, S. Albers, G. Giuliani, J. Oreamuno, P. Joe, S. E. Koch, S. Cober and E. Westwater, 2011: Thermodynamic atmospheric profiling during the 2010 Winter Olympics using ground-

based microwave radiometry. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 49, 4959-4969.

- Cimini, D., M. Nelson, J. Güldner and R. Ware, 2015: Forecast indices from a ground-based microwave radiometer for operational meteorology. Atmos. Meas. Tech., 8, 315-333.
- Dimitrova, R., Z. Silver, T. Zsedrovits, C. M. Hocut, L. S. Leo, S. Di Sabatino and H. J. S. Fernando, 2015: Assessment of planetary boundary-layer schemes in the Weather Research and Forecasting mesoscale model using MATERHORN field data. Bound.-Layer Meteor., 157, 1-21.
- Fujibe, F., 1988: Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season. Pap. Meteor. Geophys., 39, 79–94.
- 藤部文昭,浅井富雄,1979:関東地方における局地風に関 する研究 第I部 日変化を伴う風系の構造.天気, 26,595-604 (天気,28,202に訂正有).
- Fujibe, F. and T. Asai, 1984: A detailed analysis of the land and sea breeze in the Sagami Bay area in summer. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 534-551.
- Hanna, S. R. and R. Yang, 2001: Evaluations of mesoscale models' simulations of near-surface winds, temperature gradients, and mixing depths. J. Appl. Meteor., 40, 1095-1104.
- Hewison, T. J., 2007: 1D-VAR retrieval of temperature and humidity profiles from ground-based microwave radiometers. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 45, 2163–2168.
- 堀江晴男,遠峰菊郎,1998:関東地方における熱雷の発生 と移動について -1995年夏期の解析.天気,45,441-453.
- Inoue, T. and F. Kimura, 2004: Urban effects on lowlevel clouds around the Tokyo metropolitan area on clear summer days. Geophys. Res. Lett., **31**, L05103, doi: 10.1029/2003 GL018908.
- 石元裕史,2015:1D-VARを用いた多波長マイクロ波 データの解析.気象研究ノート,(231),259-270.
- Iwasaki, H. and T. Miki, 2001: Observational study on the diurnal variation in precipitable water associated with the thermally induced local circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 1077-1091.
- Iwasaki, H. and T. Miki, 2002: Diurnal variation of convective activity and precipitable water over the "Semi-Basin". Preliminary study on the mechanism responsible for the evening convective activity maximum. J. Meteor. Soc. Japan, 80, 439-450.
- Kanae, S., T. Oki and A. Kashida, 2004: Changes in hourly heavy precipitation at Tokyo from 1890 to

1999. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 241-247.

- 河野耕平,原 旅人,2015:LFM としての asuca の特 性. 平成26年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, (46),108-117.
- 河野耕平,廣川康隆,大野久雄,2004:ラジオゾンデデー タによる気団性雷雨日の診断 一太平洋高気圧下の夏の 関東地方一.天気,51,17-30.
- 木村富士男,1994:局地風による水蒸気の水平輸送 一晴 天日における日照時間の地形依存性の解析-.天気, 41,313-320.
- 木村富士男,谷川亮一,吉崎正憲,1997:関東北部の山岳 地における晴天日の可降水量の日変化.天気,44,799-807.
- Knupp, K. R., R. Ware, D. Cimini, F. Vandenberghe, J. Vivekanandan, E. Westwater, T. Coleman and D. Phillips, 2009: Ground-based passive microwave profiling during dynamic weather conditions. J. Atmos. Ocean. Technol., 26, 1057-1073.
- Kondo, H., 1990: A numerical experiment of the "extended sea breeze" over the Kanto Plain. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 419-434.
- Kuwagata, T., 1997: An analysis of summer rain showers over central Japan and its relation with the thermally induced circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 75, 513–527.
- Kuwagata, T. and F. Kimura, 1995: Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part I: Observations in the Ina Valley. J. Appl. Meteor., 34, 1082-1091.
- Li, G., F. Kimura, T. Sato and D. Huang, 2008: A composite analysis of diurnal cycle of GPS precipitable water vapor in central Japan during calm summer days. Theor. Appl. Climatol., **92**, 15–29.
- Madhulatha, A., M. Rajeevan, M. V. Ratnam, J. Bhate and C. V. Naidu, 2013: Nowcasting severe convective activity over southeast India using ground-based microwave radiometer observations. J. Geophys. Res., 118, 1–13.
- Nomura, S. and T. Takemi, 2011: Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto Plain in summer. SOLA, 7, 9–12.
- Ohtani, R., 2001: Detection of water vapor variations driven by thermally-induced local circulations using the Japanese continuous GPS array. Geophys. Res. Lett., 28, 151–154.
- 大久保 篤,1998: 雷雲の発生地域と移動を考慮した雷の 予想について 一暖後期の富山県周辺の熱雷についての 統計的な調査-.研究時報,50,161-175.
- 大村浩王,遠峰菊郎,細川 尚,1999:夏期の関東北部山 岳地域における雷雲の発達と状態曲線の日変化につい

"天気"64.1.

て、天気,46,365-375.

- Raju, C. S., R. Renju, T. Antony, N. Mathew and K. K. Moorthy, 2013: Microwave radiometric observation of a waterspout over coastal Arabian Sea. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. Lett., 10, 1075-1079.
- Ratnam, M. V., Y. D. Santhi, M. Rajeevan and S. V. B. Rao, 2013: Diurnal variability of stability indices observed using radiosonde observations over a tropical station: Comparison with microwave radiometer measurements. Atmos. Res., 124, 21-33.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. Mon. Wea. Rev., 134, 1266–1298.
- 齋藤智興,木村富士男,1998:中部関東域における夏期の 対流性降水の日変化.天気,45,541-549.
- 櫻井渓太,川村隆一,2008:日本における竜巻発生の環境 場と予測可能性,天気,55,7-22.
- Sato, T. and F. Kimura, 2005: Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in Japan during the warm season. J. Atmos. Sci., 62, 1626–1636.
- Solheim, F., J. R. Godwin, E. R. Westwater, Y. Han, S. J. Keihm, K. Marsh and R. Ware, 1998: Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liq-

uid water using various inversion methods. Radio Sci., 33, 393-404.

- 田口晶彦,奥山和彦,小倉義光,2002:SAFIR で観測し た夏期の関東地方における雷雨と大気環境.II:安定度 指数による雷雨の予測.天気,49,649-659.
- Takemi, T., 2014: Characteristics of summertime afternoon rainfall and its environmental conditions in and around the Nobi Plain. SOLA, **10**, 158–162.
- 宇田川和夫,1966:熱的低気圧と雷雨との関連について. 研究時報,18,487-489.
- Ware, R., D. Cimini, E. Campos, G. Giuliani, S. Albers, M. Nelson, S. E. Koch, P. Joe and S. Cober, 2013: Thermodynamic and liquid profiling during the 2010 Winter Olympics. Atmos. Res., 132–133, 278–290.
- Yonetani, T., 1975: Characteristics of atmospheric vertical structure on days with thunderstorms in the northern Kanto plain. J. Meteor. Soc. Japan, 53, 139–148.
- Zhang, D.-L. and W.-Z. Zheng, 2004: Diurnal cycles of surface winds and temperatures as simulated by five boundary layer parameterizations. J. Appl. Meteor., 43, 157-169.
- Zhang, H., Z. Pu and X. Zhang, 2013: Examination of errors in near-surface temperature and wind from WRF numerical simulations in regions of complex terrain. Wea. Forecasting, 28, 893-914.

Analysis of Atmospheric Environments for Convective Cloud Development around the Central Mountains in Japan during Warm Seasons Using Ground-Based Microwave Radiometer Data

# Kentaro ARAKI<sup>\*1</sup>, Masataka MURAKAMI<sup>\*2</sup>, Teruyuki KATO<sup>\*3</sup> and Takuya TAJIRI<sup>\*3</sup>

- \*1 (Corresponding author) Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency. E-mail: araki@mri-jma.gojp
- \*2 Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University/Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency.
- \*<sup>3</sup> Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency.

(Received 26 November 2015; Accepted 12 September 2016)

# Abstract

Convective clouds often develop in the afternoon on fair-weather summer days around the Central Mountains in Japan. Vertical structure and diurnal variation of the dynamic and thermodynamic environments for the convective cloud development have not been well understood because of sparse observation data. In this study, vertical structure and diurnal variation of the environments for both active and non-active convection cases were statistically investigated using the data from a ground-based microwave radiometer (MWR), surface weather observation system, a wind profiler, and radiosonde during July and August from 2012 to 2014.

Firstly, typical cases were extracted and classified into active and non-active convection cases. From the results of surface and wind profiler observations, it is shown vertical structures and diurnal variations of thermally-induced local circulations were similar for both active and non-active cases. Vertical profiles of atmospheric temperature and water vapor were retrieved by a one-dimensional variational (1DVAR) technique combining the MWR observation data and the results of the JMA Non-Hydrostatic Model (NHM) simulations. Comparison with radiosonde data, surface weather data, and cloud base temperature obtained from an infrared radiometer indicated that 1DVAR-derived profiles were more reliable than NHM-simulated profiles. Statistical analysis based on the 1DVAR-derived thermodynamic profiles revealed that the lifted condensation level (LCL) increased and the level of free convection decreased during daytime for both active and non-active cases, although the NHM could not reproduce the diurnal variation of the LCL. It was found that the diurnal change of unstable atmospheric stratification was caused by increased temperature and water vapor density at the altitudes less than about 1.5 km, which was the same vertical scale of thermally-induced local circulation, for both active and non-active cases. Stability indices also showed that atmospheric stratification was significantly unstable for active cases.