

湿潤な環境下で発生する停滞性降水系の理想化数値実験

Numerical Experiments of Quasi-Stationary Convective Systems in Humid Environments

鷗沼 昂・竹見哲也

Takashi UNUMA and Tetsuya TAKEMI

Synopsis

Role of middle-level moisture on the development of quasi-stationary convective systems (QSCSs) in humid environments was investigated using a numerical cloud model in an idealized framework. As moisture increased at the middle levels, the static stability in the low-to-middle troposphere was decreased due to preceding deep convections. Trajectory analysis indicated that the parcels were able to go upward by experiencing positive buoyancy when the environmental moisture in the middle troposphere is large. Therefore, it is suggested that the development of QSCSs in humid environments is explained by positive buoyancy that is induced by the larger environmental moisture.

キーワード：停滞性降水系，中・下層水蒸気量，メソ気象学

Keywords: quasi-stationary convective system, low-to-middle level moisture, mesoscale meteorology

1. はじめに

日本の暖候期に発生する対流雲はメソスケールに組織化し，集中豪雨や突発的な強風といった気象災害をもたらす。対流雲が集団を成して発生し，降雨域の水平スケールがある方向において少なくとも 100 km のオーダーである雲集団のことをメソ対流系と呼ぶ (Glickman, 2000)。メソ対流系の構造・強度に関しては観測・数値実験により多くの研究がなされてきた。メソ対流系は熱帯・亜熱帯・温帯といった様々な地域で発生し，その発生・発達には地域ごとに異なる環境条件に支配される。

特に熱帯域では，積雲・雄大積雲・積乱雲といった積雲対流の鉛直発達に関して異なる特徴を持ち，自由大気における水蒸気量の鉛直分布に依存していることが知られている (Johnson et al., 1999)。このような水蒸気量の違いに対する積雲対流に対する影響は，熱帯域における MJO の発生のみならず，中緯度におけるメソ対流系の発達にも寄与することが知

られている (Kikuchi and Takayabu, 2004; Takemi et al., 2004; Dervyshire et al., 2004; Kato, 2006; Takemi, 2014a)。

日本の夏季に発生する局地的な降雨に関しては，関東平野あるいは濃尾平野において対流圏中・下層の水蒸気量が多いことがその発生に重要であることが知られている (Nomura and Takemi, 2011; Takemi, 2014b)。さらに，鷗沼・竹見 (2014) は，停滞性降水系の環境条件を非降水時と比べて調べ，その発生条件として高度 2 km 以上における水蒸気量の多さが重要であることを明らかにした。

また，対流の発生・発達に対する対流圏中・下層における湿潤化の役割としては，乾燥空気のエントレイメントによる対流雲の浮力の希薄を抑制すること，そして数値モデルにおける格子間隔よりも小さなスケールの乱流による水蒸気の混合が対流の鉛直方向の深さに重要であることが Waite and Khouider (2010) により調べられている。

以上のように観測・モデルを用いた解析により水

蒸気量の多寡の重要性が指摘されている一方で、その物理機構の理解は十分ではない。したがって、本研究の目的は降水系発生前の湿度場と降水系の発達機構との関係を明らかにすることである。

2. 数値モデル・実験設定

使用した気象数値モデルは、Cloud Model 1 (CM1, Bryan and Fritsch, 2002) である。このモデルは降雨を伴う湿潤対流を対象とし、理想化した環境下での数値実験に適している。水平格子間隔は 1 km、鉛直方向には 100–500 m の可変格子を用いた。予備実験として水平格子間隔を 500, 250, 125 m にそれぞれ変更したところ、格子間隔が狭いほど降水系の強度が強くなる傾向が見られたものの、降水系の構造は水平格子間隔が 1 km の場合とほぼ同様であった(図略)。そのため、本研究で設定した空間分解能はメソスケールの降水系を十分に解像できていると見なす。

計算領域は東西 512 km、鉛直 21 km の 2 次元とした。東西方向に放射境界条件、南北方向に周期境界条件を用いた。計算領域は、下部境界に与える強制(後述)の影響が東西の側面境界に影響を及ぼさないよう十分に広く取った。南北方向の境界条件から、本研究では南北方向に一樣な降水系の発生・発達を想定している。上部・下部境界においては滑りなし条件を用いた。モデル上部境界での波の反射を抑制するために、モデル高度 14 km より上部に減衰層を配置した。

また、下部境界において Loftus et al. (2008) が提案した運動量フラックスによる強制収束を配置した。強制収束はガウス関数型の形状で半径 30 km・深さ 1.5 km・最大収束 $4.0 \times 10^{-4} \text{ [s}^{-1}\text{]}$ とし、これらの値は気象庁メソ解析値から見積もった。そしてこの強制収束を時間積分において与え続けた。本研究における強制収束の役割は、できるだけ現実に近い条件下で対流が発生しやすい状況を作り出すことである。このような運動量フラックスとして与える強制収束により、大気側の応答結果として得られる降水系の構造変化をできるだけ簡略化して調べることが可能となる。

数値モデルにおいて、降水系の力学・熱力学過程に着目するために必要最低限の物理過程を使用した。雲微物理過程にはダブルモーメントスキーム (Morrison et al., 2009) を用い、境界層乱流過程には

乱流エネルギー予報式により渦粘性を決める 1.5 次スキームを用いた。放射・コリオリ力・摩擦に関する物理過程は含めなかった。移流スキームは 6 次精度のものを使用し、スカラー量については負値を抑制するための正定値スキームを用いた。積分時間は 12 時間、出力間隔は 1 分である。

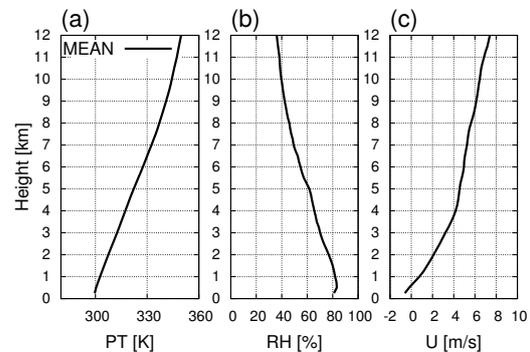


Fig. 1 Initial condition of vertical profiles of (a) temperature [K], (b) relative humidity [%], and (c) zonal wind [m s^{-1}] whose properties are averaged in Pacific region during July-to-August in Unuma and Takemi (2014).

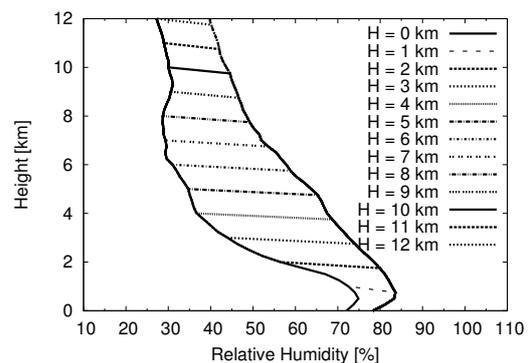


Fig. 2 The vertical profiles of relative humidity for the sensitivity experiments of moisture. Each profiles having moist layer depth (H) are also indicated.

初期条件における気温・湿度・水平風の鉛直分布は、鶴沼・竹見 (2014) で得られた停滞性降水系のうち、最も発生数の多かった太平洋沿岸域の夏期における平均値を水平一様に与えた (Fig. 1)。水蒸気量の高度毎の感度を調査するために、相対湿度の値を非降水時から停滞性降水系発生時のものに地上から 1 km ずつ高度 12 km まで変化させた計 13 例の実験を行った (Fig. 2)。高度 z km まで停滞性降水系発生時の相対湿度を使用した場合に、その表記を $H = z$ km と表す。具体的には、高度 2 km の場合には $H = 2$ km と示す。この場合、高度 2 km までは停滞性降水系発生時の相対湿度を使用し、これより上層は非降

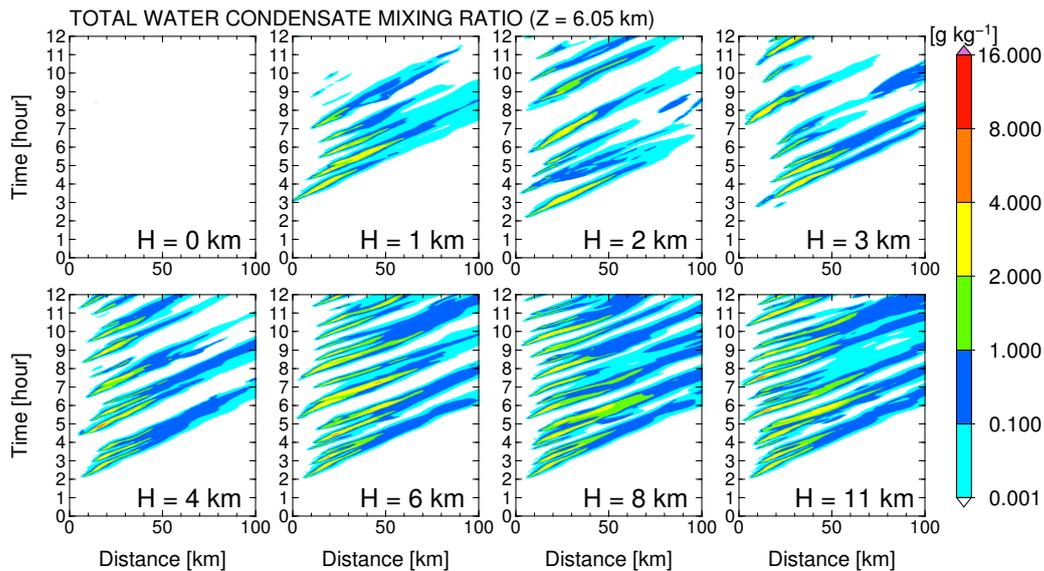


Fig. 3 The horizontal-time variation of total water- and ice-phase mixing ratio [g kg^{-1}] at 6.05 km during the simulations.

水時の相対湿度を用いることを意味する。

3. 結果

3.1 降水系の特徴

計算領域のうち $X = 0\text{--}100\text{ km}$ の範囲について高度 6 km の雲凝結物の水平・時間断面を Fig. 3 に示す。それぞれの図は H の値に対応し、1, 2, 3, 4, 6, 8, 11 km の場合をそれぞれ示している。 $H = 3\text{ km}$ までは積分 8 時間後に降水系が減衰する傾向にあるが、 $H = 4\text{ km}$ 以上では減衰せず、マルチセル構造が顕著となる。 $H = 6\text{ km}$ 以上では、 $H = 4\text{ km}$ より低い場合に比べて対流が発生する頻度が増加している。これらの結果は、初期に与える相対湿度の鉛直分布に応じて降水系の構造が大きく変化することを示す。特に、高度 2–4 km における相対湿度が大きいことでマルチセル構造の特徴が顕著に異なっている。そこでマルチセル構造の度合いによって降水系形成の違いを判断し、マルチセル構造が顕著でない事例を $H = 2\text{ km}$ 、マルチセル構造が顕著な事例を $H = 6\text{ km}$ とする。そして、これらの構造の違い明らかにするために降水系の上流側における熱力学的特徴を調べた。

3.2 降水系上流側の熱力学的な鉛直構造

初期時刻の $X = 0\text{ km}$ における Skew-T 図を Fig. 4 に示す。気温・露点温度の鉛直分布を黒実線・青実線でそれぞれ示している。初期時刻 (Fig. 4a, 4b) と比較すると、積分開始 6 時間後 (Fig. 4c, 4d) には 700–600 hPa 間に気温の安定層が形成されている。露点

温度は、 $H = 2\text{ km}$ の場合よりも $H = 6\text{ km}$ の場合に 700–500 hPa 間における値が大きく、湿潤であることがわかる。この湿潤化は対流活動によって対流の周辺域が加湿された結果生じたものと考えられる。また、 $H = 2, 6\text{ km}$ の場合に共通して、積分開始 6 時間後において 900–700 hPa 間は湿潤絶対不安定 (Bryan and Fritsch, 2000) となっている。この層は強制収束によって持ち上げられた空気塊が飽和した結果生じたものと考えられる。

湿潤絶対不安定な層が形成されることで、その層から空気塊が持ち上げられやすい状態になっている。しかしながら、初期に与える相対湿度分布に対応して大気場の安定度が変化しているため、一律に空気塊が対流圏中・上層へ持ち上げられるかどうかは不明である。そこで、降水系内で持ち上げられる空気塊の挙動を調べるために、前方流跡線解析を行った。空気塊は降水系の上流側 $X = 0\text{ km}$ を初期位置とし、鉛直方向に 250 m ずつ $Z = 6\text{ km}$ まで配置した。これらの空気塊を積分開始 6 時間後から 2 時間積分した。

まず、初期の水蒸気量の違いが空気塊の挙動にもたらす影響について調べた。Fig. 5 は $H = 2, 6\text{ km}$ における空気塊の流跡線である。 $H = 2\text{ km}$ では多くの空気塊は水平方向に輸送されており、高度 6 km より上層に輸送される空気塊はほとんど無い (Fig. 5a)。一方、 $H = 6\text{ km}$ の場合、高度 0–3 km 間の空気塊が高度 6 km より上層に輸送されている (Fig. 5b)。以上から高度 2–6 km における相対湿度が高い場合に降水系は鉛直方向に発達することがわかる。

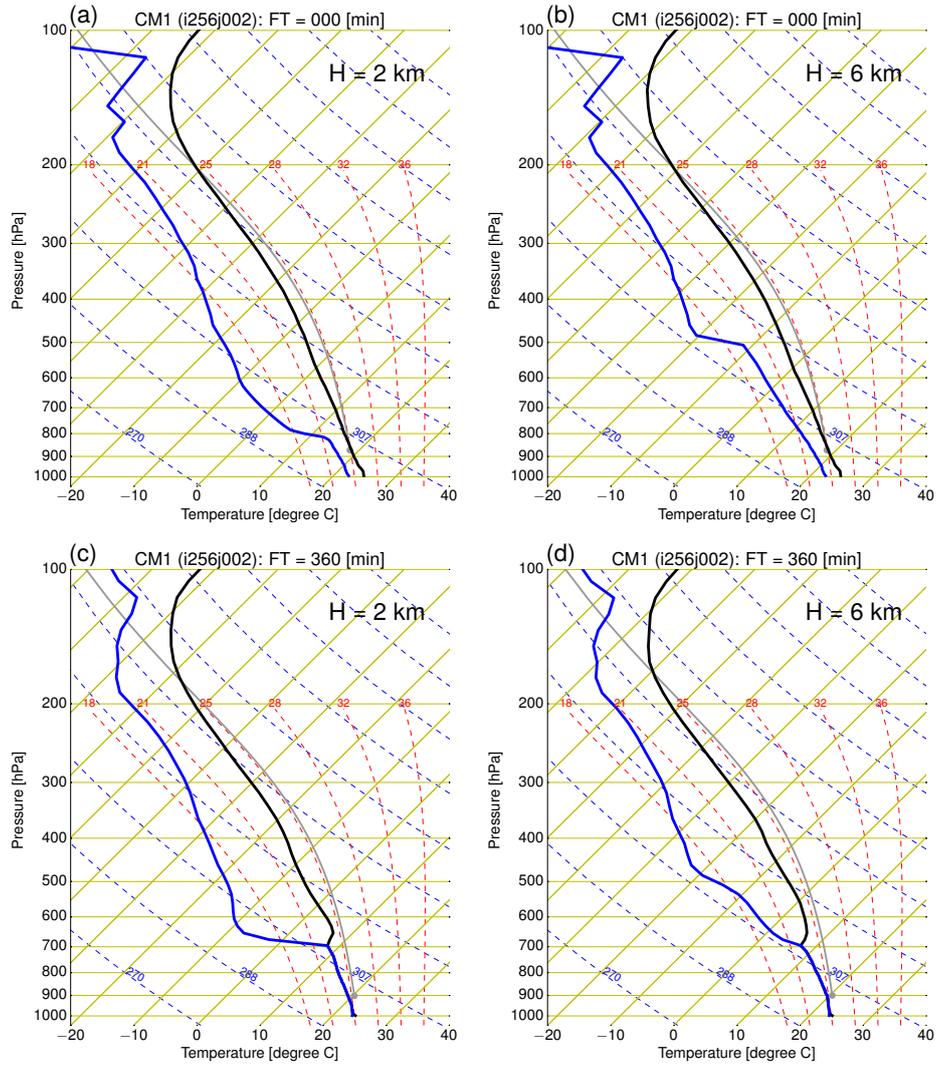


Fig. 4 The skew-T diagrams at initial condition in upper panels and 6 hours later of the integration in lower panels. The left and right panels are for the experiment of $H = 2$ km and that of $H = 6$ km, respectively. Black, blue, and gray solid lines indicate temperature, dew-point temperature, and parcel path adiabatically lifting from the lowest 500-m layers. Red and blue dashed lines show moist- and dry-adiabatic temperature lapse rate. All the unit of the properties is degree Celsius.

このような対流圏中・下層の水蒸気量の多寡が対流雲に及ぼす影響は、主に熱帯域で議論されてきた (e.g., Johnson et al., 1999; Takemi et al., 2004; Dervyshire et al., 2004; Kikuchi and Takayabu, 2004; Waite and Khouider, 2010). 一方、日本では Kato (2006) が九州北部の降水系, Nomura and Takemi (2011)・Takemi (2014a) が夏季の午後雨, 鶴沼・竹見 (2014) が日本の停滞性降水系について、それらの発生あるいは発達に対する対流圏中・下層の水蒸気量の影響を明らかにしてきた。本研究で得られた結果は、より一般化した条件下でこれまでの研究結果を裏付けるものである。

以上までの結果により停滞性降水系の発生・発達に対する対流圏中・下層の加湿の影響が明らかとなっ

た。しかしながら、その物理機構については十分に理解されていない。そこで本研究では、対流内の空気塊が受ける加速度を鉛直方向の運動方程式から求めることで、停滞性降水系の発生・発達に対する対流圏中・下層の影響を力学的観点から調べた。

用いた鉛直方向の運動方程式 (e.g., Fovell and Tan, 1998; Takemi and Satomura, 2000) は、以下の通りである。

$$\begin{aligned}
 \underbrace{\frac{Dw}{Dt}}_{\text{PWDT}} &= \underbrace{-\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z}}_{\text{VPGA}} \\
 &+ \underbrace{g \left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.61q'_v \right) - g(q_c + q_r + q_i + q_s + q_g)}_{\text{BUOY}}
 \end{aligned} \quad (1)$$

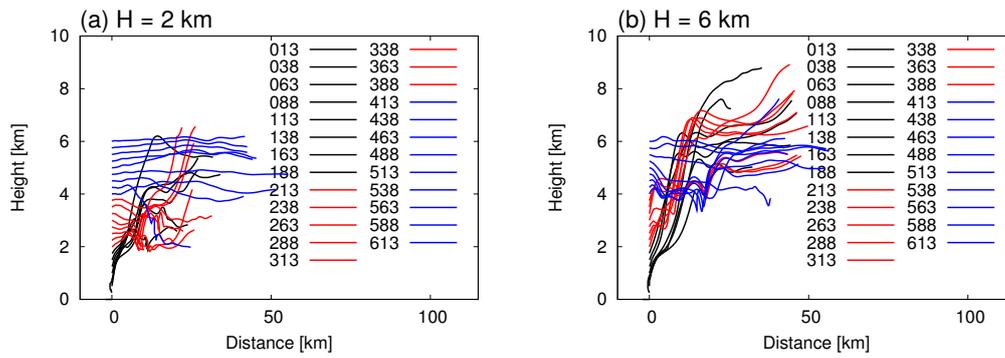


Fig. 5 Forward trajectories for the experiments of (a) $H = 2$ and (b) 6 km. The legends indicate parcel number of these experiments. Black, red, blue solid lines show the parcel paths which is lifted from within 0–2 km, 2–4 km, and 4–6 km, respectively.

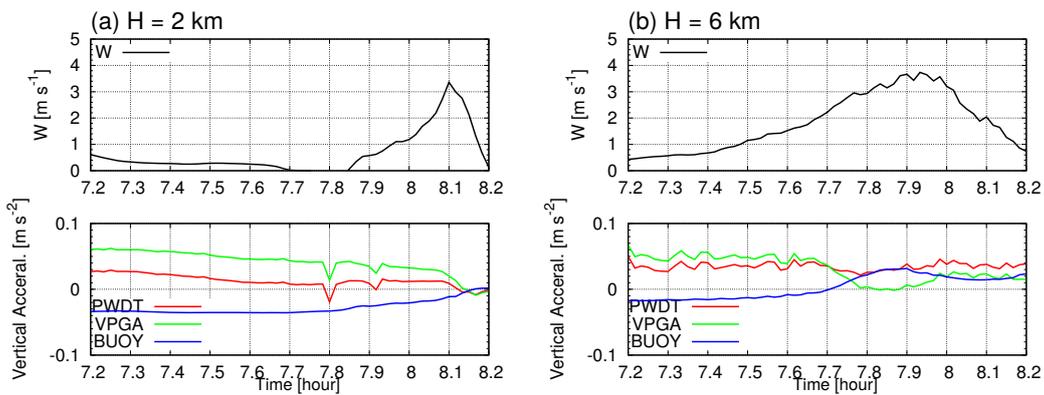


Fig. 6 Time series of the vertical velocities and that of the momentum budget analyses along the trajectory of #113 for (a) $H = 2$ and (b) 6 km cases.

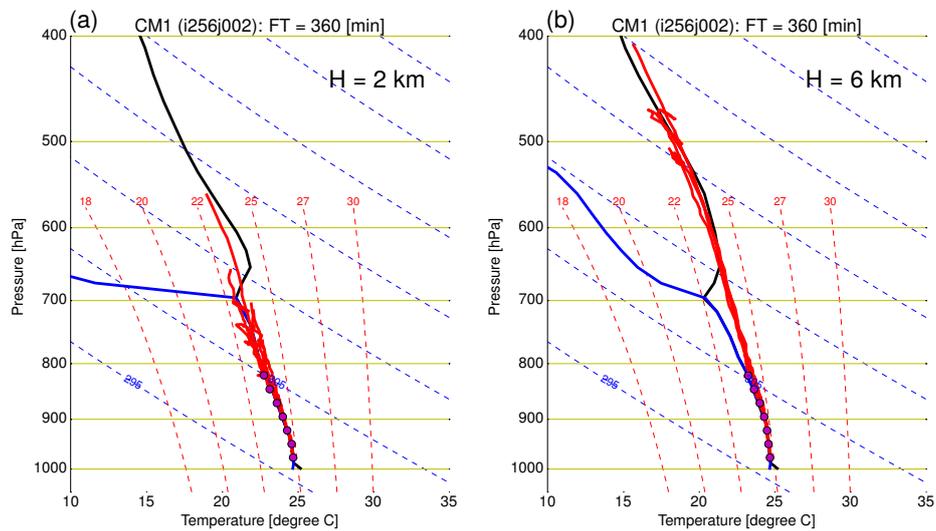


Fig. 7 The skew-T diagrams for (a) $H = 2$ km and (b) $H = 6$ km cases with the parcel paths (red solid line) which is lifted from different heights (indicated by purple circle).

ここで、 g : 重力加速度、 $\bar{\rho}$: 平均場の密度、 $\bar{\theta}$: 平均場の温位、 p' : 気圧摂動、 θ' : 温位摂動、 q'_v : 水蒸気

混合比摂動、 q_x : 雲凝結物の各カテゴリ (c :雲水、 r : 雨水、 i :雲氷、 s :雪、 g :霰)。また、PWDT は空気塊における鉛直方向の加速度、VPGA は鉛直気圧傾度力、

BUOY は浮力である。渦粘性項およびコリオリ項は無視した。これは VPGA 項及び BUOY 項に比べ渦粘性項とコリオリ項のオーダーが 1 桁以上小さく、その影響は無視できうと判断したためである。そして Fig. 5 で示した各空気塊の軌跡に沿って (1) 式の各項を計算した。

流跡線に沿った空気塊の鉛直流と上式から計算した各項の時間変化を Fig. 6 に示す。ここでは、Fig. 5 で示した空気塊の内 #113 を用いた。ここで、この空気塊による選定或いは流跡線の積分開始時刻の違いによる差異は小さいことを確認している。H = 2, 6 km のどちらの場合においても、全体の加速度 PWDT に支配的な項は VPGA であった。これは強制収束による影響を反映しており、空気塊が上昇するためのトリガーの役割を果たしていると言える。一方、空気塊自身の鉛直流が大きい場合には、BUOY 項が大きくなっていった。このことは、前述の鉛直気圧傾度力を受けて上昇した空気塊の鉛直方向への輸送を、鉛直方向の運動方程式における浮力項が制御していることを示している。

ここで、浮力は持ち上げられる空気における気温とその周囲の気温との差に大きく依存する物理量であり、Fig. 4 で示した降水系の周辺大気における気温・湿度の分布に大きく依存する。そこで、浮力と気温・湿度の鉛直分布との関係について調べた。

Fig. 7 は、積分開始 6 時間後の気温・露点温度の鉛直分布に高度 2 km 以下に配置した空気塊の軌跡を気温として示したもの (赤色実線) である。H = 2 km の場合、持ち上げられる空気塊のほとんどは気温の安定層によって上層への輸送が制限されている (Fig. 7a)。この気温の安定層は、相対湿度が低いことにより形成されている。気温の安定層は気温差にも影響し、その値を小さくしている。一方、H = 6 km の場合、持ち上げられる空気塊は 650 hPa よりも上層へ輸送されている (Fig. 7b)。H = 2 km の場合に比べると、空気塊の輸送は安定層による抑制を受けにくくなっており、空気塊の気温と周囲の気温差は大きくなっている。この気温差は、Fig. 6 における浮力項の大きさに関係しており、大気場の気温の安定度により鉛直方向の運動方程式における浮力項が制御されていると言える。

以上の結果から、初期に与える相対湿度分布に対する降水系の発生・発達の影響は以下のように解釈できる。まず、初期に与える相対湿度の鉛直分布によって気温の安定度が変化する。具体的には、高度

2-6 km の水蒸気量が少ない場合には、H = 6 km に比べて H = 2 km の場合に強い安定層が形成される。対流内の空気塊自身は強制収束による鉛直気圧傾度力を受けて上昇できるが、大気場における気温の安定層に応じて対流内の空気塊が受ける浮力が制御される。空気塊の鉛直方向への輸送は空気塊が受ける浮力に大きく依存しており、このことが降水系のマルチセル構造の違いとして現れていたのである。

中層の水蒸気量の多寡が対流雲に及ぼす影響は、主に熱帯で議論されてきた。一方、中緯度では Kato (2006) が九州北部の降水系、Nomura and Takemi (2011)・Takemi (2014a) が夏季の午後雨、鶴沼・竹見 (2014) が日本の停滞性降水系について明らかにされてきた。以上の観測事実の中で、対流圏中・下層の水蒸気量が多いことによる、降水系の構造変化における力学的・熱力学的なメカニズムを本研究で明らかにした。

4. まとめ・結論

本研究では、CM1 モデルを用いて暖湿な環境下で発生する停滞性降水系の理想化数値実験を行った。特に、対流圏中層の湿潤度の違いという観点から、日本における停滞性降水系がどのようなメカニズムで形成されるのかについて調べた。

これまでの研究で示されてきたように、日本の暖候期に発生する停滞性降水系においても対流圏中・下層が湿潤な場合に降水系が発生・発達することを再確認した。初期に与える相対湿度の鉛直分布に応じて、降水系の上流側における気温の安定度に変化が見られた。前方流跡線解析から、降水系内部の空気塊は主として鉛直気圧傾度力を受けて上昇することがわかった。加えて、空気塊の鉛直方向への輸送は、浮力によって制限されていることが明らかとなった。この浮力は、前述の大気安定度と大きく関係していた。すなわち、初期に与える相対湿度が大きい場合には、自由大気中の気温の安定化は抑制されることで浮力を受けやすくなり、マルチセル構造を持つ降水系を形成する。一方、初期に与える相対湿度が小さい場合には、自由大気中が安定化することで空気塊が受ける浮力は小さくなり、結果としてマルチセル構造をもつ降水系は形成されにくくなるということがわかった。

対流圏中・下層の水蒸気量の多さが対流雲に及ぼす影響は、関東平野・濃尾平野における夏季の午後

雨・日本の暖候期における停滞性降水系 (Nomura and Takemi, 2011; Takemi, 2014a; 鶴沼・竹見, 2014) について明らかにされてきた。以上の観測事実に加え、対流圏中・下層の水蒸気量が多いことによる、降水系の構造変化における力学的・熱力学的なメカニズムが本研究で明らかとなった。

本研究における数値実験は2次元で行われており、3次元化した場合の影響を今後明らかにする必要がある。鶴沼・竹見 (2014) では停滞性降水系の降水面積について調べられており、それらの大きさは降水系の周囲の水平風プロファイルに大きく関係していると考えられる。本研究で明らかとなった熱力学的特徴に加え、環境風の鉛直プロファイルにより降水系の水平スケールがどのように規定されるかについては、実験設定3次元化した上での調査が必要不可欠である。この点については今後の課題としたい。

また、本研究ではモデル下端に与えた強制収束の水平スケールや強度は気象庁メソ解析値から見積もり、全ての実験において同じ条件で使用した。実際には、高度や斜度の異なる山岳領域で停滞性降水系は発生している (鶴沼・竹見, 2014)。そのためより現実に近い実験を想定するならば、地域・季節毎に異なる値を強制収束の水平スケール・強度として与えるべきである。もたらされる降水系に対する強制収束の水平スケール・強度の感度に関しては、それらの値を変化された場合の変化を Loftus et al. (2008) が系統的に調べている。また、本研究における強制収束は、厳密には異なるものの、山岳による強制とも捉えることが出来る。そのため、強制収束の水平スケール・強度を系統的に変化させることで、より現実に適した環境条件により理想化数値実験を行えると考えられる。

鶴沼・竹見 (2014) が発生前の環境条件について基礎的な情報を提供した。これらの情報を基に、理想化した条件で対流圏中・下層の影響を明らかにした。理想化した条件での実験ではあるものの、本研究で得られた知見は停滞性降水系の数値予報モデルにおける再現に重要な知見を与える。例えば、初期に与える水蒸気量の多寡によって結果的にもたらされる雨量が異なる (Schumacher, 2015) といったことが、本研究と同様な理想化した条件下で試みられている。もし、このような大気場の修正が降水系発生前に適切に行われるようになれば、日本に限らず世界における降水系の発生・発達の前報に大きく貢献できると考えられる。今後、降雨を伴うメソ対流系の基礎

的な構造と周囲の環境条件との関係のさらなる解明と、気象数値モデルによる停滞性降水系の再現・予報精度が向上することを望む。

謝 辞

米国国立大気研究センターの George Bryan 博士により開発された数値モデル CM1 を使用しました。数値実験において、京都大学学術情報メディアセンターの大型計算機を使用しました。関係各位に感謝いたします。

参考文献

- 鶴沼昂・竹見哲也 (2014): 日本の暖候期における停滞性降水システムの特徴とその環境条件, 京都大学防災研究所年報, 第 57 号 B, pp. 196–210.
- Bryan, G.H. and Fritsch, M.J. (2000): Moist Absolute Instability: The Sixth Static Stability State, Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 81, pp. 1207–1230.
- Bryan, G.H. and Fritsch, M.J. (2002): A Benchmark Simulation for Moist Nonhydrostatic Numerical Models, Mon. Wea. Rev., Vol. 130, pp. 2917–2928.
- Dervyshire, S.H., Beau, I., Bechtold, P., Granpeix, J.-Y., Piriou, J.-M., Redelsperger, J.-L., and Soares, P.M.M. (2004): Sensitivity of moist convection to environmental humidity, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 130, pp. 3055–3079.
- Fovell, R.G. and Tan, P.-H. (1998): The Temporal Behavior of Numerically Simulated Multicell-Type Storms. Part II: The Convective Cell Life Cycle and Cell Regeneration, Mon. Wea. Rev., Vol. 126, pp. 551–577.
- Glickman, T.S. (2000): Glossary of Meteorology 2nd edition, American Meteorological Society, 855.
- Johnson, R.H., Rickenbach, T.M., Rutledge, S.A., Ciesielski, P.E., and Schubert, W.H. (1999): Tri-modal Characteristics of Tropical Convection, J. Climate, Vol. 12, pp. 2397–2418.
- Kato, T. (2006): Structure of the Band-Shaped Precipitation System Inducing the Heavy Rainfall Observed over Northern Kyushu, Japan on 29 June 1999, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 84, pp. 129–153.

- Kikuchi, K. and Takayabu, Y.N. (2004): The development of organized convection associated with the MJO during TOGA COARE IOP: Trimodal characteristics, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L10101, doi:10.1029/2004GL019601.
- Loftus, A.M., Weber, D.B., and Doswell, C.A. (2008): Parameterized Mesoscale Forcing Mechanisms for Initiating Numerically Simulated Isolated Multicellular Convection, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 136, pp. 2408–2421.
- Morrison, H., Thompson, G., Tatarskii, V. (2009): Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 137, pp. 991–1007.
- Nomura, S. and Takemi, T. (2011): Environmental Stability for Afternoon Rain Events in the Kanto Plain in Summer, *SOLA*, Vol. 7, pp. 9–12.
- Redelsperger, J.-L., Parsons, D.B., and Guichard, F. (2002): Recovery Processes and Factors Limiting Cloud-Top Height following the Arrival of a Dry Intrusion Observed during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 59, pp. 2438–2457.
- Schumacher, R. (2015): Sensitivity of precipitation accumulation in elevated convective systems to small changes in low-level moisture, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 72, pp. 2507–2524.
- Takemi, T. (2014a): Convection and precipitation under various stability and shear conditions: Squall lines in tropical versus midlatitude environment. *Atmospheric Research*, Vol. 142, pp. 111–123.
- Takemi, T. (2014b): Characteristics of Summertime Afternoon Rainfall and Its Environmental Conditions in and around the Nobi Plain. *SOLA*, Vol. 10, pp. 158–162.
- Takemi, T., Hirayama, O., and Liu, C. (2004): Factors responsible for the vertical development of tropical oceanic cumulus convection. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L11109, doi:10.1029/2004GL020225.
- Takemi, T., and Satomura, T. (2000): Numerical Experiments on the Mechanisms for the Development and Maintenance of Long-Lived Squall Lines in Dry Environments. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 57, pp. 1718–1740.
- Waite, M.L. and Khouider, B. (2010): The Deepening of Tropical Convection by Congestus Preconditioning. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 67, pp. 2601–2615.

(論文受理日 : 2015 年 6 月 10 日)