

気候変動に伴う大気安定化と水蒸気浸潤が ゲリラ豪雨の特性に及ぼす影響

An Influence of Atmospheric Stabilization and Water Vapor Invasion on Characteristics of Guerrilla-heavy Rainfall under Climate Change

中北英一・橋本郷志⁽¹⁾・小坂田ゆかり⁽²⁾

Eiichi NAKAKITA, Goshi HASHIMOTO⁽¹⁾ and Yukari OSAKADA⁽²⁾

(1) 横浜市

(2) 京都大学大学院工学研究科

(1) Yokohama City Government

(2) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Under the climate change, it is important to clarify the future change in the nature of cumulonimbus cloud which leads to occur severe disasters such as flash flood. Theoretically, the capacity of the atmosphere to hold water and therefore rain intensity are governed by the Clausius-Clapeyron equation. However, in previous researches, observations and simulations show larger rate than its expectation. In this study, we figure out the future changes in rain intensity of cumulonimbus cloud using pseudo global warming experiments in order to analyze the mechanism of those changes from the view point of dynamic and thermodynamic. Finally we analyze the correspondence between rain intensity and atmospheric instability indices.

キーワード : 気候変動, ゲリラ豪雨, 擬似温暖化実験, 領域気候モデル, 大気不安定度

Keywords : climate change, guerrilla-heavy rainfall, pseudo global warming experiment, regional climate model, atmospheric instability

1. はじめに

1.1 研究の背景

近年, 我が国では集中豪雨による災害が後を絶たない。平成29年7月九州北部豪雨では梅雨前線に伴う記録的な大雨により福岡県や大分県などで河川の氾濫や大量の土砂・流木の流出による甚大な被害が発生した(国交省, 2017)。平成30年7月豪雨(西日本豪雨)では, 台風及び前線による大雨により, 西日本を中心に広域的かつ同時多発的に河川の氾濫やがけ崩れ等が発生し, 風水害としては平成最悪の被害規

模となった(国交省, 2018)。岡山県倉敷市真備町での小田川の氾濫や, 愛媛県大洲市の肱川の氾濫の映像は記憶に新しい。令和元年10月の台風19号では, 東日本を中心に, 土砂災害・河川氾濫が多発した。

このような豪雨災害の原因となる降水現象は様々な時空間スケールのもが存在するが, 前述した台風や梅雨期の集中豪雨のほかに「ゲリラ豪雨」が挙げられる。ゲリラ豪雨とは, 「突如発生・発達する(単独の)積乱雲によってもたらされる局地的な豪雨」のことを指す。ゲリラ豪雨は, 水平スケールが数km~十数kmで寿命が1時間程度であり, 他の降水現

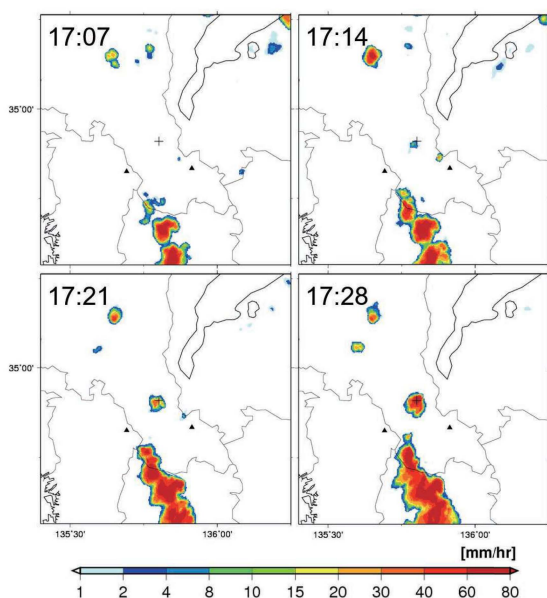


Fig. 1 An example of guerrilla-heavy rainfall observed by XRAIN (X-band dual polarimetric radars) on July 25, 2019. A heavy rain area of 60 mm/hr or more suddenly appeared in about 20 minutes from 17:07 just above the + sign (Uji Campus, Kyoto University) in the center of the figure.

象と比較して時空間スケールが非常に小さいことが特徴である。

Fig. 1に降雨レーダで観測されたゲリラ豪雨事例を示す。ゲリラ豪雨のこの「突如発生する」という性格のために発生・発達予測が難しく、人命にかかわる被害をもたらす危険性がある。2008年7月には兵庫県神戸市都賀川においてゲリラ豪雨による突然の出水によって57名が流され、そのうち5名の尊い人命が失われるという事故が発生した(土木学会, 2009)。

こういった悲惨な災害の原因となってきた背景から、特に2008年の都賀川水難事故以降、単独の積乱雲による局地的な豪雨に対して「ゲリラ豪雨」という言葉が一般的に使われるようになった。また、突然の豪雨も当然のことながら、それに伴う都市域の小河川の水位の急上昇がゲリラ豪雨災害の特徴であり、都賀川の場合は降り始めてから7分後に出水が生じた。したがって、このような極端に短い時間スケールの災害では、5分でも10分でも早い注意喚起が防災上不可欠となってくる。そこで、このようなゲリラ豪雨をリアルタイムで早期探知・危険性予測するためのいくつかのシステムが開発され、実運用化に向けて取り組みがなされている(中北, 2018)。

前述したように、ゲリラ豪雨のリアルタイム予測は防災上不可欠である。一方で、地球温暖化に伴う

気候変動によって、ゲリラ豪雨に限らず、梅雨期集中豪雨や台風などの特性が将来変化することが指摘されている。近年の観測によると、時間雨量50 mmを上回る短時間強雨の発生件数が過去に比べて増加しており、また、総雨量1000 mm以上の雨も頻発する等、雨の降り方が局地化・集中化・激甚化している(国交省, 2018)。強雨の増加と温暖化の進行との関連性には未解明な部分もあるが、気候変動によって将来の降雨特性がさらに変化すると考えられるため、相次ぐ気象・水象災害への対策は待たなしである。平成30年12月1日には気候変動適応法が施行され、我が国における適応策の法的位置づけが明確化され、国、地方公共団体、事業者、国民が連携・協力して適応策を推進するための法的仕組みが整備された。

気候変動に対する適応策の策定には将来気候に関する詳細な予測情報が不可欠であり、温暖化の影響について不確実性も含め定量的に予測・評価する必要性が高まっている。

温暖化の影響評価研究には一般的に気候予測モデル(以下、気候モデル)の計算結果が用いられる。たとえば、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」(平成24~28年度, 以下、創生プログラム)では、20 km解像度の高分解能大気気候モデルMRI-AGCM3.2(Mizuta et al., 2012)が開発され、台風などメソ α スケール以上の現象の再現が可能となった。さらに5 km解像度の領域気候モデルNHRCM05(Sasaki et al. 2011)も開発され、梅雨期の集中豪雨のようなメソ β スケールの現象の再現も可能となった。

気候モデルを用いた気象災害に対する温暖化の影響評価研究は世界中で行われており、台風のような大規模な降水現象に対してはある程度信頼性の高い将来予測結果が示されてきた。台風に関しては、温暖化に伴って熱帯低気圧の発生数が減少する一方で強度の大きな(中心気圧が低い)台風の数が増加すること(Sugi et al., 2002など)、東京湾・伊勢湾・大阪湾に來襲する台風の数は減少すること(安田ら, 2009)が解析されている。梅雨の挙動については、西日本で7月上旬と8月上旬に日降水量100 mm以上の大雨の総降水量に占める割合が増加すること(Kanada et al., 2012)、梅雨期集中豪雨の発生頻度が7月上旬と8月上中旬に増加すること(中北・小坂田, 2018など)を示す研究結果が出てきている。

上記のように、温暖化に伴う降水の変化を扱った研究について、日降水量・時間降水量に関するものや、台風や梅雨のような大きなスケールの現象に関するものは多く存在する。一方で、ゲリラ豪雨または局地的な豪雨を扱った研究は少ない。

夏季の午後の降水の大気安定度に関する気候変動

影響評価としては、次のような研究がある。Takemi et al. (2012) は総観規模擾乱の影響のない日について20 km解像度全球気候モデル出力を用いて、環境場の特徴及び降水量の解析を行った。その結果、温暖化によって大気の成層が安定化する一方で、下層の水蒸気量の増大によって降水量が増加することが示唆された。

ゲリラ豪雨という時空間スケールの小さな降水現象について個々の現象に着目した研究はさらに少ない。中北ら (2017a) は、NHRCM05の降雨出力を用いて8月の近畿地方におけるゲリラ豪雨を視覚的に抽出した。その結果、ゲリラ豪雨発生日数が8月全体で統計的に有意に増加することを示した。また、中北ら (2018a) は、下層水蒸気量の増加によって、潜在不安定な環境場の発生頻度が将来増加することが、中北ら (2017a) によって示されたゲリラ豪雨発生頻度の将来増加の原因であることを明らかにした。また、下層水蒸気量の増加は、日本南方からの水蒸気フラックスが増加したこと（水蒸気浸潤）によることも明らかにした。

以上の先行研究により、ゲリラ豪雨の発生頻度や環境場の不安定度に関する気候変動影響評価はなされてきた。しかし、ゲリラ豪雨をもたらすような単独積乱雲の特性（降雨強度、継続時間、積算降雨量）そのものの将来変化には未解明な部分が残る。

一方で、極端降雨（対流性降雨に限らない）の降雨強度の将来変化に関して次のような研究がなされている。地球温暖化によって、大気の気温が上昇することにより、飽和水蒸気量（大気を含むことのできる水蒸気量）が大きくなる。この飽和水蒸気量が増加する分だけそのまま降雨量も増加すると考えれば、降雨強度の気温に対する変化率は、Clausius-Clapeyron式から約6~7%/K（以下、CC率という）であることが理論的に期待されるとされている（Trenberth et al., 2003など）。しかし、様々な観測・モデルによるシミュレーションによると、その変化率はCC率を上回ることが確認されている（Westra et al., 2014）。このようなCC率を上回る降雨強度変化には、単なる水蒸気量増加による変化だけでなく、「水の相変化に伴う潜熱放出量の増加によって雲内の上昇流が強化される」などの力学的・熱力学的なメカニズムの変化が寄与していると考えられている。

1.2 研究の目的・流れ

本研究では、ゲリラ豪雨をもたらすような単独積乱雲に焦点を当て、単独積乱雲の降雨強度の将来変化、並びにそのメカニズムを明らかにすることを目的とする。また、単独積乱雲の特性の将来変化を知

ることにより、さらに上位のスケールの降水現象の将来変化の理解を深めることにもなると考えている。なぜなら、台風や梅雨前線、線状降水帯などのある程度空間スケールの大きい現象も複数の積乱雲が組織化したものだからである。

本研究は以下のような流れで行われる。

まず、NHRCM05の8月の近畿地方における現在気候と将来気候の出力をパターン分類し、代表的な環境場を多数作成する。作成した各気候の代表的な環境場に対して気象庁非静力学モデルNHM（気象庁予報部, 2003）を用いて、Warm Bubbleによる理想実験によって単独積乱雲を多数シミュレーションする。

次に、擬似温暖化手法を用いて、将来気候において単独積乱雲の降雨強度の将来変化の特徴を、Clausius-Clapeyron式を参考にしながら解析する。またその将来変化がどのような熱力学的・力学的メカニズムによるものなのかを解析する。

また最後に、大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨の発生・非発生にどのような関係があるのか、またその関係の将来変化についても解析する。

1.3 本論文の構成

本論文は次のような構成で成り立つ。

第2章では、本研究で使用する気候モデル出力とシミュレーションで使用する気象モデルについて説明する。

第3章では、Clausius-Clapeyron式に基づく、降雨強度と気温及び露点温度の関係に関する先行研究について説明する。

第4章では、第5章及び第6章の解析で用いるデータベースを作成する。NHRCM05の出力から現在気候及び将来気候の代表的な環境場を作成し、それらの環境場に対して単独積乱雲のシミュレーションを行う。

第5章では、擬似温暖化手法により、単独積乱雲の将来変化メカニズムを熱力学的・力学的観点から解析する。

第6章では、大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨の発生・非発生との対応を解析する。

第7章では結論を述べる。

2. 本研究で用いるデータとモデル

2.1 5km解像度領域気候モデルNHRCM05による将来予測計算結果

本研究では、創生プログラムにて開発されたNHRCM05によって計算された現在気候及び将来気候の予測計算結果出力を用いる。以下にNHRCM05について概説する。

(1) 温暖化シナリオと海面水温

Fig. 2に示すように、NHRCM05は、MRI-AGCM3.2Sを日本周辺で力学的にダウンスケーリングしたものである。そこでまず、親モデルであるMRI-AGCM3.2Sについて概説する。MRI-AGCM3.2Sの実験は現在気候（1979～2003年）、将来気候（2075～2099年）の各25年間について、それぞれの条件で海面水温（SST：sea surface temperature）・海水密度・海氷厚・温室効果気体・オゾン・エアロゾル等の境界条件を与えて行われている。現在気候実験では、SST・海水密度・海氷厚については観測値を用いて現在の気候を再現しており、SSTについては年々変動を含んだ観測値の月平均値（HadISST；Rayner et al., 2003）を使用している。将来気候実験では、現在気候実験で用いた値と、気候変動に関する政府間パネル（IPCC：Intergovernmental Panel on Climate Change）の第5次評価報告書（AR5：Fifth Assessment Report 2013）のために提出された各機関のCMIP5結果のモデル平均値を用いて、将来の推定値を作成し使用している。

温室効果ガスの濃度は、IPCCのAR5で示されたRCPシナリオ（Representative Concentration Pathways Scenario）に従っている。RCPシナリオは、4種類作成されている。まず、将来の気温上昇を2℃に抑える目標に整合的なRCP2.6（低位安定化シナリオ）と、2100年までに特に対策を取らなかった場合のRCP8.5（高位参照シナリオ）があり、その間にはRCP4.5（中位安定化シナリオ）とRCP6.0（高位安定化シナリオ）がある。RCP8.5シナリオでは、2000年初期と比べて21世紀末時点で約4℃上昇する。

また、温暖化予測の不確実性の定量化のためにアンサンブル実験も行われている。不確実性の要因として（1）排出シナリオの不確実性、（2）モデルパラメタリゼーションによる不確実性、（3）気候モデルの不確実性が挙げられる。（3）について考慮するために、創生プログラムでは、CMIP5における28個の大気海洋結合モデル間のSST変化パターンの違いを考慮した実験を行っている（Mizuta et al., 2014）。これは、モデル間のSST変化の大きさではなく変化のパターンの違いに注目したアンサンブルであり、地域の将来変化に不確実性をもたらす要因となりうる。クラスター分析によりSSTの将来変化パターンを3種類に分類し、それぞれを平均したもの（c1, c2, c3）と、すべてを平均したもの（c0）の、合わせて4種類で将来気候実験が行われている。

このMRI-AGCM3.2Sによる計算結果を、NHRCM05によって力学的ダウンスケーリングすることにより5km解像度の予測計算結果が作成された（以下、NHRCM05出力）。NHRCM05の計算期間は、現在気

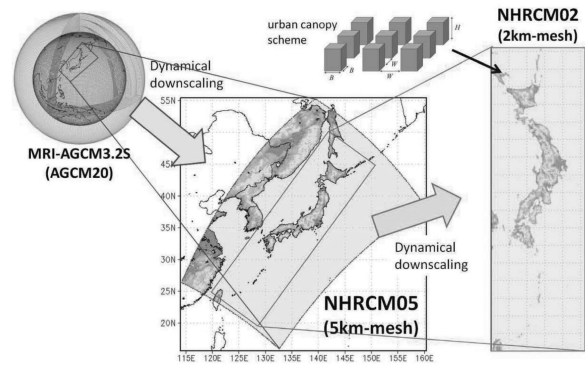


Fig. 2 Conceptual diagram of AGCM20, NHRCM05 and NHRCM02 (Nakakita et al., 2018b).

候（1980～2000年）・将来気候（2076～2096年）ともに20年である。将来気候実験の強制力としては、RCP8.5を用いている。また、MRI-AGCM3.2Sと同様に、SST分布によるアンサンブル実験（c0, c1, c2, c3）も行われている。さらに、2 km解像度領域気候モデルNHRCM02も開発され、NHRCM05出力を力学的ダウンスケーリングすることにより、2 km解像度のプロダクトも作られた。

(2) 積雲対流スキーム

ところで、本研究が対象としているゲリラ豪雨や集中豪雨は、積雲対流の物理過程が非常に重要であるが、これは気候モデルにおいて積雲対流スキームというパラメタリゼーションによって表現される。MRI-AGCM3.2SとNHRCM05では、単独の積乱雲を陽に表現できるほど高解像ではないため、積雲対流スキームを使用している。NHRCM05で使用されている積雲対流スキームはKain-Fritschスキーム（Kain and Fritsch, 1993, 以下、KFスキーム）である。KFスキームでは、CAPEが正（下層にある程度の暖湿な空気が溜まるなど）の時、持ち上げ凝結高度まで断熱的に持ち上げた気塊の仮温度が格子スケールの大気の仮温度よりも高ければ、対流が発生するとみなされる（trigger function）。その後、対流に関係する上昇流、下降流及び補償下降流の質量フラックスがエントレインメントやデトレインメントを考慮しながら計算される。また、closure仮定として、対流発生前に溜まったCAPEの90%を消費するとしている。NHRCM05では、KFスキームのパラメータを修正（CAPEの消費を85%にするなど）したものが使用されている（Saito et al., 2006）。

最後に、本研究で使用する、NHRCM05出力の詳細をTable 1にまとめる。

Table 1 NHRCM05 output

水平 解像度	5 km
水平 格子数	527×804
気圧面 出力	1000 hPa, 850 hPa, 500 hPa, 300 hPa, 200 hPa (5つの気圧面) 0900 JST, 1500 JST, 2100 JST, 0300 JST (6時間ごと)
地表面 出力	30分ごと
計算 期間	・ 現在気候20年 (1981年～2000年) ・ 将来気候20年 (2077年～2096年) ×4アンサンブル (c0, c1, c2, c3)

2.2 気象庁非静力学モデルNHM

本節では、本研究で使用する気象庁非静力学モデルNHMについて概説する。NHMは、NHRCM05の元となったモデルである。

集中豪雨などの顕著な降水現象の多くは、積乱雲やメソ対流系擾乱と呼ばれる積乱雲の集合体によって引き起こされる。これらの現象の水平スケールは通常数十km以下で、静力学近似が十分な精度で成り立たない。また、水の相変化に伴う潜熱の開放と雲内水物質の分布が、運動場と降水域の決定に重要な役割を果たしている。したがって、顕著降水現象の予報には、雲の微物理過程を含む水平分解能5 km以下の静力学近似を行わないモデル（非静力学モデル、あるいは非静水圧モデル）を用いることが本質的に望ましい。

気象庁では、気象研究所と数値予報課で共同開発された気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル（MRI/NPD-NHM）をベースにした、現業数値予報と研究の双方に資する非静力学モデルNHM（Non-Hydrostatic Model）が開発された（気象庁予報部、2003）。

NHMでは、積雲対流スキームや雲物理過程を研究目的に応じてオプションとして選択することができる。以下では、本研究で用いる各過程について概説する。

(1) 支配方程式

NHMの支配方程式について説明する。時間を t 、水平2方向を (x, y) 、鉛直方向を z 、気温を T 、気圧を p 、風の3成分を (u, v, w) 、密度を ρ で表す。

まず、運動方程式は、

$$\frac{du}{dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = D(u), \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = D(v), \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = D(w), \quad (3)$$

であり、その名が示す通り、式(3)のように静力学近似は使用していない。ここで、 D は拡散項、 g は重力加速度である。

連続の式は、雨・雪・あられの落下を考え、

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \\ = \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_r q_r + \rho_a V_s q_s + \rho_a V_g q_g), \end{aligned} \quad (4)$$

である。ここで、 ρ_a は湿潤大気密度、 V_r と q_r 、 V_s と q_s 、 V_g と q_g は、それぞれ雨、雪、あられの終端落下速度と比湿である。

熱力学の式は、温位 θ の時間変化式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + ADV(\theta) - D(\theta) = PPT, \quad (5)$$

を用いる。ここで、 ADV は移流項、 PPT は雲物理過程による生成項である。

状態方程式は、

$$p = \rho_a R T_v, \quad (6)$$

である。ここで、 R は乾燥空気に対する気体定数、 T_v は仮温度である。

(2) 積雲対流スキーム

本研究の最終的な目的は、単独積乱雲の特性の将来変化がどのような力学的・熱力学的メカニズムによってもたらされるのかを明らかにすることである。したがって、本研究のNHMを用いる全てのシミュレーションでは、積雲対流スキームを用いずに、陽に浮力及び上昇流を計算する。

(3) 雲物理過程

NHMに装備されている雲物理過程はバルク法（bulk model）である。バルク法とは、粒径に関する分布関数の形を仮定し、水物質粒子の形態（水蒸気、

雨水、雲水など) ごとに集団的に状態を記述する簡便な方法である。

一般に、地球上に出現する多くの雲では、降水形成に氷相が関与していると考えられている。したがって、雲物理過程に氷相を含むことは必須である。そこで、本研究で用いるバルク法では、氷相も計算することとする。すなわち、水蒸気、雲水、雨水、雲氷、雪、あられの混合比をそれぞれ計算する。

本研究で計算する雲物理の素過程の関係を、Fig. 3に示す。ただし、Fig. 3に記されている素過程の意味は、Table 2に示してある。

3. Clausius-Clapeyron式に基づく降雨強度と気温及び露点温度の関係

本章では、Clausius-Clapeyron scalingと呼ばれる降雨強度と気温または露点温度の関係に関する先行研究を概説する。Trenberth et al. (2003)によると、降雨強度の気温に対する変化率は、Clausius-Clapeyron式から約6~7%/Kであることが理論的に期待される。以下、Clausius-Clapeyron scalingの導出及びそれを用いた先行研究の概説をする。

3.1 降雨強度と気温の関係

Clausius-Clapeyron式とは、飽和水蒸気圧 e_s と気温 T との関係式であり、

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2}, \quad (7)$$

と表される。ここで、 L_v は水から水蒸気への蒸発熱で、気温0°Cで 2.50×10^6 J/kg (気温 T に対する変化はほとんどない)、 R_v は水蒸気の気体定数で、461 J/(K kg)である。また、飽和水蒸気圧 e_s は気温 T のみの関数である。式(7)を変形すると、

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2} = \alpha, \quad (8)$$

となる。式(8)に $T = 273.15$ K ($=0^\circ\text{C}$)、 $L_v = 2.50 \times 10^6$ J/kg 及び $R_v = 461$ J/(K kg) を代入すれば、 $\alpha \approx 0.07$ 、 $T = 300.15$ K ($=27^\circ\text{C}$) を代入すれば、 $\alpha \approx 0.06$ である。式(8)は、飽和水蒸気圧 e_s の気温 T に対する変化率が α となることを意味する。ここで、飽和水蒸気混合比 q_{sat}

$$q_{\text{sat}} = \epsilon \frac{e_s}{p - e_s} \approx \epsilon \frac{e_s}{p}, \quad (9)$$

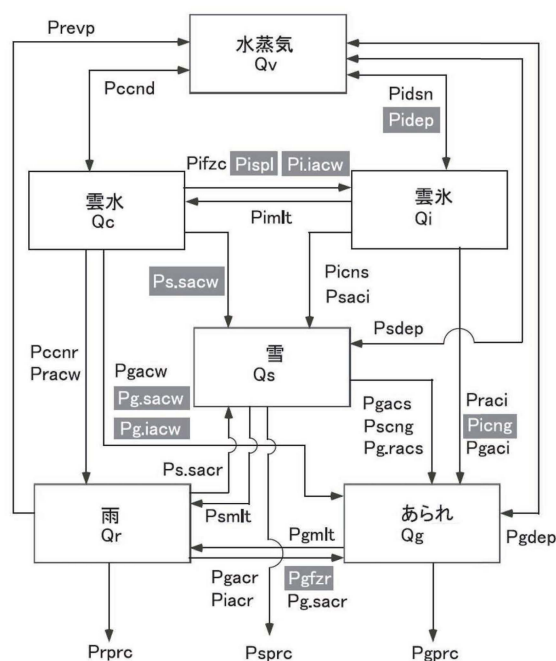


Fig. 3 Relationship between cloud microphysical processes computed in this study (JMA Forecast Department, 2003). The meanings of the symbols for each process are shown in Table 2.

Table 2 The meanings of the symbols for each cloud microphysical process in Fig. 3 (JMA Forecast Department, 2003)

記号	意味
Pccnd	凝結による雲水の生成率 (s^{-1})
Pccnr	雲水が雨に変換されることによる、雨の生成率 (s^{-1})
Pgaci	あられに捕捉された雲氷による、あられの生成率 (s^{-1})
Pgaer	あられに捕捉された雨による、あられの生成率 (s^{-1})
Pgacs	あられに捕捉された雪による、あられの生成率 (s^{-1})
Pgacw	あられが雲水を捕捉することによる、あられの生成率 (s^{-1})
Pgdep	拡散成長によるあられの生成率 (s^{-1})
Pgfzr	雨滴が凍結してあられに変換されることによる、あられの生成率 (s^{-1})
Pg.iacw	雲氷が雲水を捕捉することによってあられに変換されるとき、捕捉された雲水によるあられの生成率 (s^{-1})
Pgmilt	あられが融解することによる、雨の生成率 (s^{-1})
Pgprc	あられの落下による、あられの生成率 (s^{-1})
Pg.racs	雨が雪を捕捉してあられに変換されるとき、雨に捕捉された雪によるあられの生成率 (s^{-1})
Piacr	雲氷に雨が捕捉されることによってあられが生成されるとき、雲氷があられに変換されることによるあられの生成率 (s^{-1})
Pieng	雲氷に雲氷が捕捉されることによってあられが生成されるとき、雲氷があられに変換されることによるあられの生成率 (s^{-1})
Piens	雲氷が雪に変換することによる、雪の生成率 (s^{-1})
Pidep	拡散成長による雲氷の生成率 (s^{-1})
Pidsn	核形成による雲氷の生成率 (s^{-1})
Pifzc	雲水の均質凍結と不均質凍結による雲氷の生成率 (s^{-1})
Pi.iacw	雲氷に捕捉された雲水の一部分による、雲氷の生成率 (s^{-1})
Pimilt	雲氷の融解による雲水の生成率 (s^{-1})
Pispl	氷晶増殖過程による雲氷の生成率 (s^{-1})
Praci	雲水と雨の衝突によるあられの生成率 (s^{-1})
Pracs	雨が雪を捕捉することによる、雪の生成率 (s^{-1})
Pracw	雨に捕捉された雲水による、雨の生成率 (s^{-1})
Prevp	雨の蒸発による雨の生成率 (s^{-1})
Prprc	雨の落下による雨の生成率 (s^{-1})
Psaci	雪に捕捉された雲氷による雪の生成率 (s^{-1})
Pscng	雪がライミングによってあられに変換されるとき、雪があられに変換されることによるあられの生成率 (s^{-1})
Psdep	雪の拡散成長による雪の生成率 (s^{-1})
Psmilt	雪の融解による雨の生成率 (s^{-1})
Ps.sacr	雨を捕捉した雪が雪の範疇にとどまる場合、捕捉された雨による雪の生成率 (s^{-1})
Ps.sacw	雲水を捕捉した雪が雪の範疇にとどまる場合、捕捉された雲水による雪の生成率 (s^{-1})

を考える． e は乾燥空気と水蒸気の気体定数の比 ($R_d/R_v=0.622$) である．また， $p \gg e_s$ とした．式(9)を用いて式(8)から e_s を消去して整理すると，

$$\frac{\partial \ln q_{\text{sat}}}{\partial T} = \alpha - \frac{\partial \ln p}{\partial T} + \frac{\partial \ln e}{\partial T}, \quad (10)$$

となる． e は定数なので，式(10)の右辺第3項は0である．また，ある気圧面を考慮して， $p = \text{const.}$ とすれば，式(10)の右辺第2項も0である．したがって，飽和水蒸気混合比 q_{sat} の気温 T に対する変化率も α で規定される．

ここで，相対湿度 RH

$$RH \equiv \frac{e}{e_s} = \frac{q_v}{q_{\text{sat}}}, \quad (11)$$

が気温 T の変化に対して一定であると仮定する． e は水蒸気圧， q_v は水蒸気混合比である．「相対湿度 RH が一定」という仮定の下であれば，式(11)と式(10)から q_{sat} を消去して，

$$\frac{\partial \ln q_v}{\partial T} \approx \alpha, \quad (12)$$

となる．式(12)は，水蒸気混合比 q_v (乾燥空気の質量に対する水蒸気の質量の比)の気温 T に対する変化率を意味する．

式(12)に従って，「気温 T が上昇したとき，増加した水蒸気混合比 q_v の分だけ降水に使える水蒸気量が増加し，降雨強度もその分だけ強化される」と仮定すれば，降雨強度 r について，

$$\frac{\partial \ln r}{\partial T} \approx \alpha, \quad (13)$$

が導かれる．

3.2 降雨強度と露点温度の関係

露点温度 T_d は，

$$e_s(T_d) \equiv e, \quad (14)$$

で定義される．これを用いれば，Clausius-Clapeyron式(7)は，

$$\frac{de}{dT_d} = \frac{L_v e}{R_v T_d^2}, \quad (15)$$

となる．これを変形すれば，

$$\frac{d \ln e}{dT_d} = \frac{L_v}{R_v T_d^2} = \alpha, \quad (16)$$

式(16)に $T_d = 273.15 \text{ K}$ ($= 0^\circ\text{C}$)， $L_v = 2.50 \times 10^6 \text{ J/kg}$ 及び $R_v = 461 \text{ J/(K kg)}$ を代入すれば， $\alpha \approx 0.07$ ， $T_d = 300.15 \text{ K}$ ($= 27^\circ\text{C}$) を代入すれば， $\alpha \approx 0.06$ である．

ここで， $p \gg e$ とすると，水蒸気混合比 q_v は，

$$q_v = e \frac{e}{p - e} \approx e \frac{e}{p}, \quad (17)$$

となる．式(16)と式(17)から e を消去して整理すると，

$$\frac{\partial \ln q_v}{\partial T_d} = \alpha - \frac{\partial \ln p}{\partial T_d} + \frac{\partial \ln e}{\partial T_d}, \quad (18)$$

となる． e は定数なので，式(18)の右辺第3項は0である．また，ある気圧面を考慮して， $p = \text{const.}$ とすれば，式(18)の右辺第2項も0である．

式(18)に従って，「露点温度 T_d が上昇したとき，増加した水蒸気混合比 q_v の分だけ降水に使える水蒸気量が増加し，降雨強度もその分だけ強化される」と仮定すれば，降雨強度 r について，

$$\frac{\partial \ln r}{\partial T_d} \approx \alpha, \quad (19)$$

が導かれる．

ところで，式(13)は，「相対湿度 RH が一定である」という仮定の下に成り立つ．しかし，露点温度と降雨強度の関係を表す式(19)を導く際には，「相対湿度 RH が一定である」という仮定は必要ない．

3.3 Clausius-Clapeyron scalingを用いた先行研究

本研究では式(13)及び式(19)の α をCC率と呼ぶこととする．このClausius-Clapeyron scalingを用いて，降雨強度の変化を調べた研究がこれまでに数多くなされている．

Westra et al. (2014) は，地上気温 T と降雨強度 r の関係を解析した様々な研究 (観測やモデルでのシミュレーションを含む) を整理し，Fig. 4のような典型的な特徴を見出した．Fig. 4(a)から，地上気温 T に対する降雨強度 r の変化率は，地上気温 T が約 12°C 以下の領域ではCC率 (破線) に従い，そこから

約24°C以下まではCC率の2倍（一点鎖線）に従うことが見て取れる。しかし、地上気温 T が約24°C以上になると、降雨強度 r の地上気温 T に対する変化率は負の値を示している。このように高温域で降雨強度 r の変化率が負になる原因として、相対湿度 RH の変化が考えられている。Fig. 4 (b)は、地上気温 T に対する相対湿度 RH の典型的な変化の模式図である。この図から、地上気温 T が高くなるにつれて、相対湿度 RH が低くなっていることがわかる。そもそも、気温 T に対する降雨強度 r の変化率を表す式(13)を導く際には、「相対湿度 RH が一定である」という仮定を用いなければならない。しかし、相対湿度 RH はFig. 4 (b)のように一般には一定ではない。この「高温域では相対湿度 RH が低くなりがちになる」という特徴によって、高温域では降雨強度 r の変化率が負の値を示すと考えられる。

一般に、相対湿度 RH は一定ではないため、気温 T を用いてClausius-Clapeyron scalingを確認することには不都合が生じる。そのため、「相対湿度 RH が一定である」という仮定を用いない、露点温度 T_d を用いた式(19)によって降雨強度 r の変化を解析する方がより厳密である。たとえばLenderink et al. (2011)では、オランダと香港における降雨強度 r の観測結果を露点温度 T_d との関係で解析しており、Fig. 5はその結果である。Fig. 4(a)のような、高露点温度域で降雨強度 r の変化率が負になるなどの特徴は見られない。このように、Clausius-Clapeyron式に従って降雨強度 r の変化率を解析する際には、露点温度 T_d を用いた整理をする方が、気温を用いたものよりも的確であると考えられる。

さらに、Fig. 5から、降雨強度 r の露点温度 T_d に対する変化率は、CC率（黒線）を大きく超えて、CC率の2倍（赤線）程度を示していることがわかる。このように、降雨強度 r の露点温度 T_d （あるいは気温 T ）に対する変化率がCC率を上回ることをsuper Clausius-Clapeyron scalingという。super Clausius-Clapeyron scalingが見られる原因として、およそ統一的な見解が示されている。そもそもCC率は「大気中の水蒸気量が増加したときに、増加した水蒸気量のみで降雨量が増加する」という考えの下で導かれるものである。すなわち、雲物理過程による熱力学的効果や上昇流などの力学的効果の変化を一切考慮していない。たとえば、Trenberth et al. (2003)は、気温と水蒸気の力学的な相互作用によってsuper Clausius-Clapeyron scalingがもたらされると示唆している。また、Lenderink and van Meijgaard (2008)は、対流性降雨程度の時間スケールであれば、潜熱放出の増加による上昇流の強化がsuper Clausius-

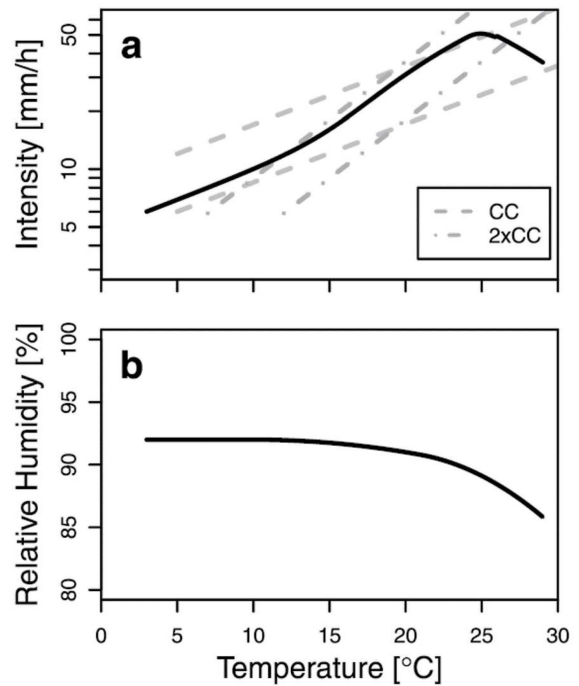


Fig. 4 Conceptual diagram of typical characteristics of (a) rainfall intensity r and (b) relative humidity RH with respect to surface temperature T . In (a), "CC" represents the CC rate, and "2xCC" represents twice the CC rate (modified from Westra et al., 2014).

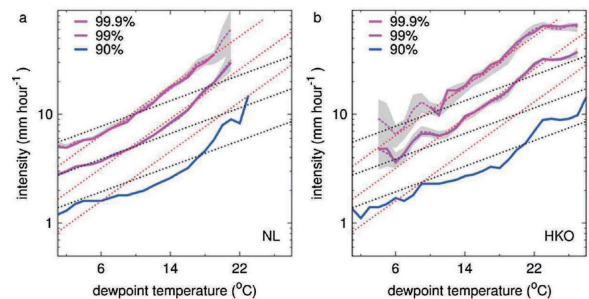


Fig. 5 The relationship of the rainfall intensity to the surface dew point temperature. (a) The observation results in the Netherlands and (b) the observation results in Hong Kong (Lenderink et al., 2011 modified by Westra et al., 2014). The black dotted line shows the CC rate, and the red dotted line shows twice the CC rate.

Clapeyron scalingをもたらしうると仮説を立てている。このように、水蒸気量の増加に伴う潜熱放出量の増加がsuper Clausius-Clapeyron scalingに重要な影響を及ぼすことが言及されている。しかし、その具体的なメカニズムについては未解明な部分が残る。

最後に、たとえばFig. 5のようなLenderink et al. (2011)に代表される先行研究では、降雨の種類、す

なわち層状性降雨と対流性降雨を分けずに解析している。降雨の種類が異なれば、熱力学的・力学的メカニズムも大きく異なるはずである。すなわち、降雨の種類（台風、低気圧、前線、単独積乱雲など）を限定することにより、より緻密な解析ができるようになる。

4. 現在気候及び将来気候の代表的な環境場での単独積乱雲シミュレーション

第5章では、擬似温暖化実験による単独積乱雲の降雨強度の将来変化、第6章では、現在気候及び将来気候での大気不安定度とゲリラ豪雨の発生・非発生を解析する。本章では、第5章及び第6章の解析のためのデータベースを作成するために、現在気候及び将来気候の潜在不安定度の異なる代表的な環境場で、単独積乱雲を発生させるシミュレーションを行う。

4.1 解析手法及び実験設定

現在気候と将来気候の各気候の代表的な環境場を作成したい。そこで、NHRCM05の大気3次元出力を分類することにより、現在気候と将来気候の潜在不安定度の異なる代表的な環境場を多数作成する。そして、作成した代表的な環境場にWarm Bubbleを置き、気象庁非静力学モデルNHMを用いて、単独積乱雲を発生させる。

(1) 現在気候及び将来気候の代表的な環境場の作成

元となるデータは、NHRCM05によって出力された3次元情報のデータである。第2章でも述べたように、現在気候出力 (pr) ・将来気候出力 (c0, c1, c2, c3) とともに6時間ごと20年分の3次元データが出力されている。このNHRCM05のメッシュ (5 km×5 km) ごとの大気環境場の情報を分類することで、現在気候・将来気候の代表的な環境場を作成する。

ここで、NHRCM05出力のうち、元データとして分類に使用するものは、Fig. 6で示す近畿地方の1050メッシュ、及び中北・森元ら (2017) によって抽出された降雨システム日 (近畿地方に大規模擾乱現象の影響があると考えられる日) を除く8月1500 JSTのデータである。また、将来気候のデータとして、CMIP5の全モデルのSSTアンサンブル平均であるc0のみを用いる。以降は、この条件のNHRCM05出力を単に「NHRCM05出力」と呼ぶ。このNHRCM05出力を用いて、現在気候・将来気候それぞれで、潜在不安定度の異なる環境場を多数作成する。

(a) 大気の潜在不安定度

ここで、大気の潜在不安定度について概説する。大気の潜在不安定度を示す代表的な指標として、*CIN* (convective inhibition : 対流抑制) と *CAPE* (convective available potential energy : 対流有効位置エネルギー) がある。*CIN* は

$$CIN \equiv -g \int_{z_0}^{LFC} \frac{T_p - \bar{T}}{\bar{T}} dz, \quad (20)$$

で定義され、空気塊が自ら浮力を得始める高度 *LFC* (level of free convection : 自由対流高度) まで空気塊を強制的に持ち上げるために必要なエネルギーを表す。ここで、*g* は重力加速度、*z*₀ は空気塊を持ち上げ始める高度、*T*_p は持ち上げた空気塊の温度、 \bar{T} は環境場の温度である。

また、*CAPE* は、

$$CAPE \equiv g \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_p - \bar{T}}{\bar{T}} dz, \quad (21)$$

で定義され、空気塊が *LFC* まで達した後に、自ら得られる浮力によって得られるエネルギーを表す。ここで、*LNB* (level of neutral buoyancy : 中立高度) は、空気塊の得られる浮力がなくなる高度である。Fig. 7に *CIN* 及び *CAPE* の概念図を示す。

LFC まで強制的に持ち上げなければ、空気塊は自ら浮力を得ることができない。このように外力が加わって初めて、運動が引き起こされる状態を潜在不安定という。*LFC* が存在して *CAPE* が正值であれば、大気は潜在不安定な状態にあるという。通常、*CIN* が小さくて、*CAPE* が大きいときに、対流活動は活発になる (吉崎・加藤, 2007) 。

CAPE を変化させる変数は、空気塊を持ち上げ始める高度 *z*₀ の気温 *T*_{z₀} と露点温度 *T*_{d_{z₀}}、及び気温減率 *TLR* (temperature lapse rate) の3つである (それぞれFig. 7の1, 2, 3で表現している)。この3つの変数の組み合わせ (*T*_{z₀}, *T*_{d_{z₀}}, *TLR*) によって、現在気候・将来気候の潜在不安定度の異なる代表的な環境場を多数作成する。

(b) 下層気温・露点温度の分類

初めに、*T*_{z₀} と *T*_{d_{z₀}} の分類方法について考える。*CAPE* や *CIN* を計算する上で、空気塊を持ち上げ始める高度 *z*₀ は、通常950 hPaや925 hPa高度が用いられることが多い。しかし、NHRCM05出力は、

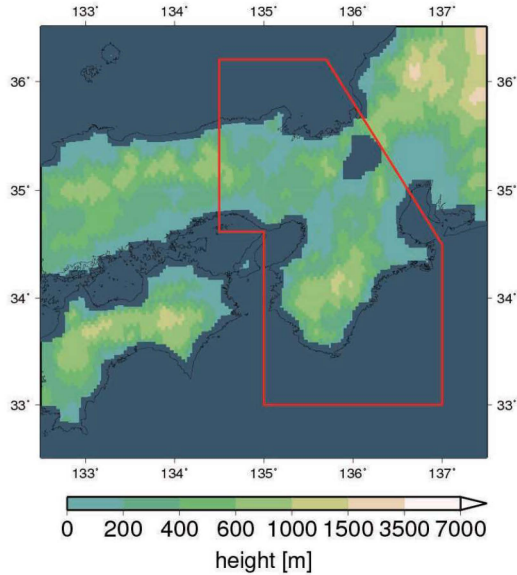


Fig. 6 Target area of NHRCM05 output used when creating the representative environmental field of the present climate and the future climates. Only the land mesh (where the land proportion in the mesh is 100%) in the red frame in the figure is used as the Kinki region.

1000 hPa, 850 hPa, 500 hPa, 300 hPa, 200 hPa面の5つの気圧面のみである。そこで本研究では、空気塊を持ち上げ始める高度 z_0 として、1000 hPa気圧面を採用する。すなわち、環境場を分類する際に用いる T_{z_0} と T_{dz_0} として、それぞれ1000 hPa気圧面の気温 $T_{1000\text{hPa}}$ と露点温度 $T_{d1000\text{hPa}}$ を用いることとする。そして、 $T_{1000\text{hPa}}$ と $T_{d1000\text{hPa}}$ を1°Cごとのビン(階級)で、NHRCM05出力を分類する。

(c) 気温減率の分類

次に、環境場の気温減率 TLR を分類することを考える。気温減率とは、気温の鉛直微分のことである。本研究では、NHRCM05出力から環境場の気温減率を表す指標として、1000 hPa気圧面の気温 $T_{1000\text{hPa}}$ からの鉛直気温差ベクトル

$$\mathbf{x}_{TLR} \equiv \begin{pmatrix} T_{1000\text{hPa}} - T_{1000\text{hPa}} \\ T_{850\text{hPa}} - T_{1000\text{hPa}} \\ T_{500\text{hPa}} - T_{1000\text{hPa}} \\ T_{300\text{hPa}} - T_{1000\text{hPa}} \\ T_{200\text{hPa}} - T_{1000\text{hPa}} \end{pmatrix}, \quad (22)$$

を用いる。 $T_{p\text{hPa}}$ は p hPa気圧面の気温である。このような多次元ベクトルを、前述の T_{z_0} と T_{dz_0} の分類と同じ方法でパターン分類することは困難である。そこで、このような多次元ベクトルを、データ分布

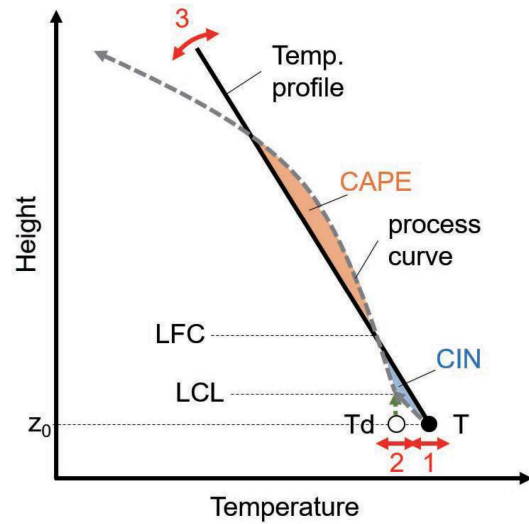


Fig. 7 Conceptual diagram of CIN (the light blue area) and $CAPE$ (the orange area). The solid black line is the environmental temperature (state curve), the gray dashed arrow is the temperature of the air parcel lifted adiabatically from z_0 (process curve), and the green dashed arrow is the constant water vapor mixing ratio line.

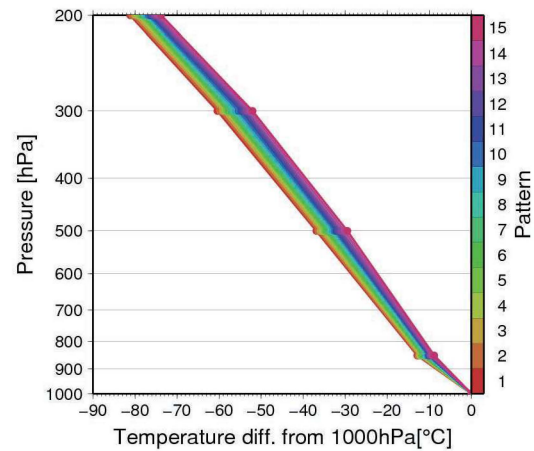


Fig. 8 Vertical temperature difference vector \mathbf{x}_{TLR} classified into 15 patterns by SOM. It can be seen that the smaller (larger) the node number (pattern) is, the larger (smaller) the temperature lapse rate is, and the more unstable (stable) the environment is.

の位相的構造を保存しつつ低次元ベクトルへ写像する方法として、Kohonen T. (1998) による自己組織化マップ (self-organizing map : SOM) 手法がある。SOMの詳細は付録に示す。このSOM手法によって、 \mathbf{x}_{TLR} をパターン分類した結果がFig. 8である。Fig. 8のように、NHRCM05出力で実現される気温減率が15個のパターンに分類された。

(d) 代表的な環境場の分類結果

以上のように、1000 hPa気圧面の気温 $T_{1000\text{hPa}}$ と露点温度 $T_{d1000\text{hPa}}$ 、及び気温減率の指標として \mathbf{x}_{TLR} を分類し、3つの変数の組み合わせ ($T_{1000\text{hPa}}$, $T_{d1000\text{hPa}}$, \mathbf{x}_{TLR}) によって、Fig. 9とFig. 10のように3つの軸 (1000 hPa気圧面の気温 $T_{1000\text{hPa}}$ の軸、1000 hPa気圧面の露点温度 $T_{d1000\text{hPa}}$ の軸、気温減率パターンの軸) を座標に見立て、3次元座標系を作成した。この座標系の各グリッドに、NHRCM0出力を分類した。その結果、NHRCM05出力は、現在気候1892個、将来気候 (c0) 1809個の潜在不安定度の異なる環境場に分類された。

Fig. 9とFig. 10から、将来気候 (c0) は現在気候よりも1000 hPa気圧面の気温 $T_{1000\text{hPa}}$ と露点温度 $T_{d1000\text{hPa}}$ が高い環境場が多いことがわかる。また、図の気温減率パターン (TLR pattern) の軸の将来変化を見ると、将来気候 (c0) の方が現在気候よりも数字の大きいグリッドへ多く分類されていることから、将来気候 (c0) は現在気候よりも気温減率の小さい環境場が多くなることもわかる。

これから行うシミュレーションの環境場として用いる際は、Fig. 9及びFig. 10の3次元座標系のあるグリッドに分類されたNHRCM05出力の全メッシュの大気情報を平均する。たとえば、3次元座標系の1グリッドに対して、Fig. 11のような1つの代表的な環境場ができる。

ところで、NHRCM05から出力された3次元情報は、1000 hPa、850 hPa、500 hPa、300 hPa、200 hPaの5つの気圧面にのみ存在する。Fig. 11のような代表的な環境場を作成する際には、1000 hPaから200 hPa気圧面高度までは、上記の5つの気圧面の値を線形内挿する。また、200 hPa気圧面高度より上空は、200 hPaが対流圏界面と一致すると仮定し、200 hPa気圧面の値をそのまま与えることとする。以上の仮定により、本研究で計算する $CAPE$ は、本来の定義である式 (21)とは異なり、

$$CAPE \equiv g \int_{LFC}^{z_{200\text{hPa}}} \frac{T_p - \bar{T}}{\bar{T}} dz, \quad (23)$$

のように計算することとする。ここで、 $z_{200\text{hPa}}$ は200 hPa気圧面の高度であり、気塊を持ち上げ始める高度 z_0 は1000 hPa気圧面の高度とする。気塊を持ち上げ始める高度 z_0 が通常 $CAPE$ が計算される高度よりも低いために、通常よりも $CAPE$ の値が大きめに算出される。

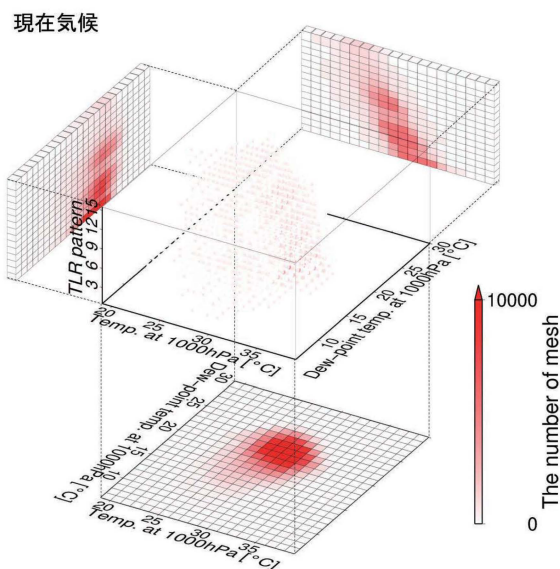


Fig. 9 Results of NHRCM05 environmental field classification for the present climate. The numbers on the “TLR pattern” axis correspond to the numbers in Fig. 8. The red color represents the number of classified NHRCM05 meshes in the Kinki region. There are 1892 grids painted in red in total.

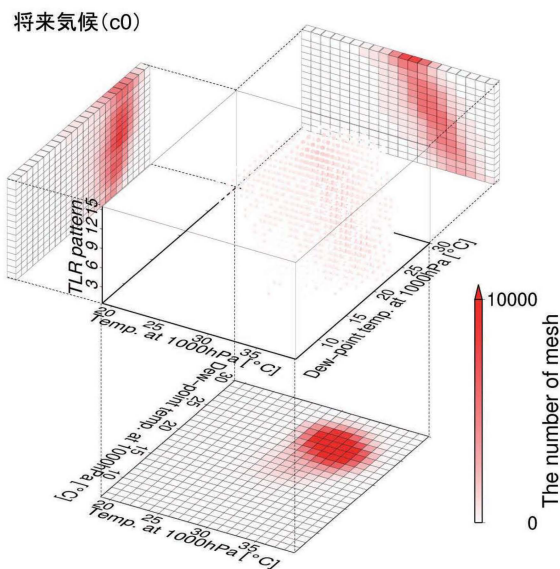


Fig. 10 Same as Fig. 9 except for the future climate (c0). There are 1809 grids painted in red in total.

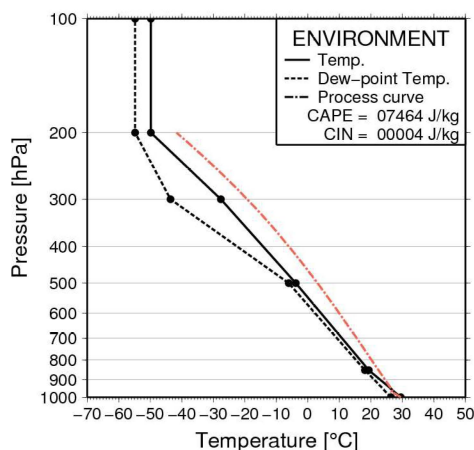


Fig. 11 Average of all meshes in the Kinki region in the present climate classified into one grid in Fig. 9 (1000 hPa temperature $T_{1000\text{hPa}}$ is 29 °C or more and 30 °C or less, 1000 hPa dew point temperature $T_{d1000\text{hPa}}$ is 26 °C or more and 27 °C or less, and the temperature lapse rate pattern is No.7). The solid line is the temperature, the dotted line is the dew point temperature, and the orange broken line is the process curve when the air parcel of 1000 hPa is adiabatically lifted.

(2) シミュレーションに与える水平風の作成

ゲリラ豪雨をもたらすような単独積乱雲の発達には、水平風の鉛直シア（高さ方向に水平風の大きさが変わる割合）の存在が欠かせない。ある擾乱によって上昇流が励起され、雲が発生し、降水粒子が生成されたとする。もし、水平風の鉛直シアが全くない環境場であったならば、上昇流の位置と生成された降水粒子の落下による下降流の位置とが同じになり、上昇流を打ち消してしまう。そのため、雲の発達が抑えられ、強い降水をもたらすまでにその雲は消滅してしまう。一方で、水平風の鉛直シアが存在する場合、上昇流の位置と下降流の位置とがずれ、上昇流が維持され、雲の発達を妨げにくくなる。

一般に、スーパーセルのような長寿ストームには20~25 m/s程度の強い鉛直シアが必要であると言われている (Weisman and Rotunno, 2000など)。一方で、中北ら (2017b) は、XバンドレーダとKaバンドレーダで観測されたゲリラ豪雨事例について解析を行い、ゲリラ豪雨が発生するような日の環境場では、スーパーセルが発生するようときよりも水平風の鉛直シアが小さく、方向シア（高さ方向に水平風の向きが変わる割合）もほとんど見られないという特徴があることを示している。スーパーセルや梅雨豪雨は、複数の積乱雲が水平風の強い鉛直シアや方向シアによって自己組織化する。一方でゲリラ豪雨は単独の

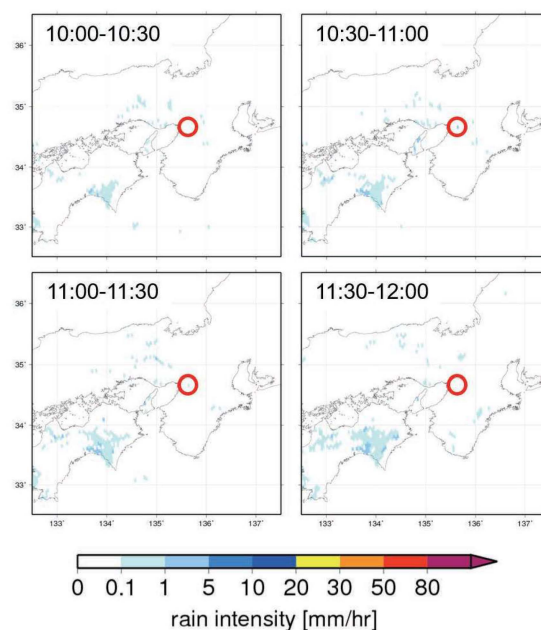


Fig. 12 A case of guerrilla-heavy rainfall extracted from NHRCM05 output by Nakakita et al. (2017a). Guerrilla-heavy rainfall occurred at 10:30-11:00 JST within the red circle.

積乱雲によってもたらされることが多いため、自己組織化を促進するような水平風の強い鉛直シアや方向シアは必要ないと考えられる。ただし、ゲリラ豪雨が発生する環境場は、水平風の鉛直シアが小さいとは言っても、鉛直シアが必要無いわけではないことを強調しておく。

次に、NHRCM05で中北ら (2017a) によって抽出されたゲリラ豪雨事例の環境場の鉛直シアと方向シアについて確認する。Fig. 12は、中北ら (2017a) によって抽出されたゲリラ豪雨事例の1つである。図の赤円内で10:30-11:00にゲリラ豪雨が突如発生し、1時間程度継続した後、消滅している。ただし、第2章でも述べたように、NHRCM05の降雨出力は30分間隔であり、中北ら (2017a) のNHRCM05出力用のゲリラ豪雨の抽出基準の1つは「降雨強度が1 mm/hr以上であること」である。この事例のゲリラ豪雨が起こる直前の環境場の水平風分布を確認する。Fig. 13は、0900 JSTの地上風分布、Fig. 14は、Fig. 12のゲリラ豪雨が発生した付近の0900 JSTの各気圧面の水平風分布を表している。Fig. 14から、NHRCM05による出力でも、ゲリラ豪雨が発生するときの環境場は、水平風の鉛直シア及び方向シアが小さいことが見て取れる。この特徴は、前述した中北ら (2017b) の記述とも整合的である。

そこで、この水平風がゲリラ豪雨発生時の代表的

な水平風の鉛直プロファイルを表せていると考えた。シミュレーションに与える際には、Fig. 14の陸メッシュのみの水平風の大きさの平均を各気圧面（地上、1000 hPa、850 hPa、500 hPa、300 hPa、200 hPa）でとる。簡単のため、方向シアはないものとし、各気圧面の水平風ベクトルが大きさはそのまま同じ方向を向いているものとした。そして、Fig. 15のように、各気圧面の平均水平風の大きさを線形内挿し、水平風の鉛直プロファイルを作成した。このとき、高度0 mでは0 m/sとし、200 hPa気圧面（高度約12500 m）より上空は200 hPa気圧面の水平風をそのまま与えた。Fig. 15の水平風の鉛直プロファイルを、4.1 (1)項で作成した多数の環境場へ水平一様に与える。

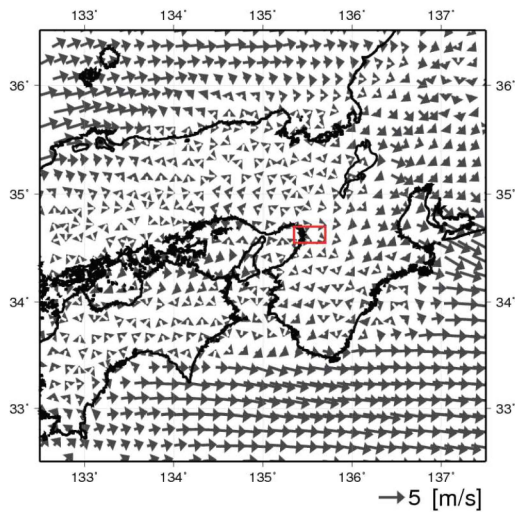


Fig. 13 Surface wind at 0900 JST on the same day as in Fig. 12.

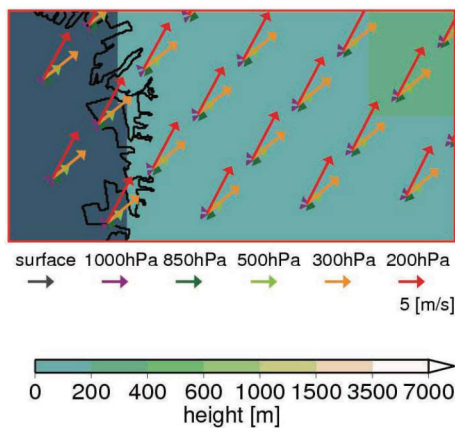


Fig. 14 Enlarged view of the red rectangle area in Fig. 13. Vectors with different colors represent horizontal wind vectors at each pressure surface of each mesh. The height of each mesh is represented by the solid color, and the dark blue color represents the sea mesh (the proportion of land in the mesh is less than 100%).

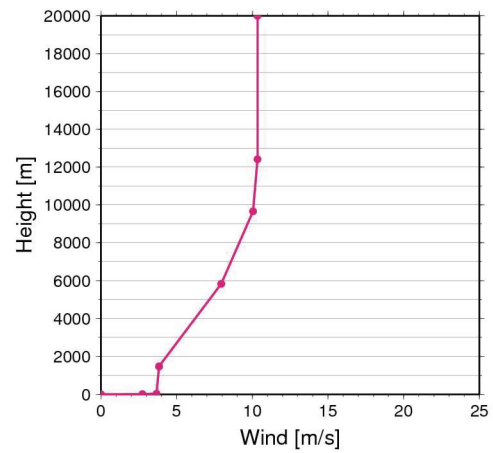


Fig. 15 Vertical profile of horizontal wind applied to the environment of simulations in this study.

(3) Warm Bubble

4.1 (1)項では、現在気候・将来気候の代表的な環境場を多数作成した。これらの環境場は、それぞれに潜在不安定度（*SSI*, *CAPE*, *CIN*）を有している。ところで、潜在不安定な環境場それ自身では、対流は発生せず、すなわち積乱雲も発生しない。「潜在」不安定という名前の通り、対流を発生させるためには何かしらのきっかけが必要である。現実場で対流を発生させるきっかけとしては、地上水平風の収束や地形、熱的浮力による上昇流がある。本研究では、それらの効果を理想化したものとしてWarm Bubble（熱気塊）を用いる。Warm Bubbleとは、環境場の下層に、環境場に対して局所的に数Kの気温・露点温度偏差（水蒸気量偏差に対応する）をもつ領域を初期条件として与えたものである。

初期条件として与えるWarm Bubbleの強さが強すぎると、温暖化による将来変化に対応した環境場の違いによる積乱雲の特性の変化を超えてしまうことが考えられる。あくまでも、環境場に対流を起こすきっかけのみを与える強さのWarm Bubbleが望ましい。そこで、適切なWarm Bubbleの強さを決定するために、ある数の環境場に様々な初期浮力を与えて予備実験を行った。

Warm Bubbleの初期浮力 B_0 は、

$$B_0 \equiv g \frac{T'}{\bar{T}}, \quad (24)$$

で表される。ここで、 g は重力加速度、 T' は1000 hPa気圧面の環境場の気温 \bar{T} からのWarm Bubbleの気温偏差である。気温偏差と同じ値の露点温度偏差も同時にWarm Bubbleに与えることとする。また、地上

から100 m高度にWarm Bubbleを設置する。

Fig. 16は3.1.1項で分類した将来気候 (c0) の代表的な環境場のうち32個に対して、Warm Bubbleによる初期浮力 B_0 を変化させて行ったシミュレーション結果である。水平解像度は500 mで12.5 km×25.0 kmの領域、鉛直解像度は250 mで20 km高度、時間解像度は2秒で積分時間は60分である。側面境界は開放条件である。

Fig. 16から、Warm Bubbleの初期浮力 $B_0 = 0.030$ m/s²~0.040 m/s²の間では、降雨の発生数や降雨強度はほとんど変化せず、 $B_0 = 0.045$ m/s²より強いシミュレーションでは、 B_0 が強くなるにつれて降雨の発生数は増加し、降雨強度は強化されていることがわかる。対流のきっかけのみを与えるWarm Bubbleは、その初期浮力 B_0 を少し変化させても降雨の特性が変化しないものが望ましい。すなわち、 $B_0 = 0.030$ m/s²~0.040 m/s²の間に初期浮力を設定することが適切であると考えた。その中で、 $B_0 = 0.035$ m/s²を本研究で行うWarm Bubble実験の初期浮力と設定した。この初期浮力 $B_0 = 0.035$ m/s² ($T' \sim 1.06$ K) は、Warm Bubbleを用いた先行研究 (たとえばSun and Crook, 1997では $T' = 1$ K) にも近い数値である。

以上の予備解析を踏まえ、本研究の実験設定をTable 3のように整理する。

4.2 シミュレーション結果

3.1.1項で代表的な環境場として、現在気候が1892個、将来気候 (c0) が1809個の環境場を作成した。その約半数 (気温 T は1℃ごと、露点温度 T_d は22℃~26℃ (現在気候) 及び24℃~28℃ (将来気候 (c0)) は1℃ごと、他は2℃ごと) の環境場 (現在気候1077個、将来気候 (c0) 1134個) に対してWarm Bubble実験を行った。そのシミュレーション結果を示す。

ここでまず、単独積乱雲の特性を表す指標をここで定義しておく。

総積算降雨量 R_{sum} とは、

$$R_{\text{sum}} = \sum_j \sum_i R_{\text{accum}}(i, j), \quad (25)$$

で定義され、1つの積乱雲がもたらす降雨の総量 (mm) である。ここに、 i, j はシミュレーション領域の水平メッシュ座標、 $R_{\text{accum}}(i, j)$ はメッシュ (i, j) の積算降雨量 (mm) である。また、継続時間は、各時間ステップの領域最大降雨強度が0 mm/hrより大きい時間の和で定義した。

また、降雨強度は、「瞬間降雨強度」: 微小時間内にもたらされた降雨量、及び「イベント降雨強度」: 総積算降雨量 R_{sum} を継続時間で除したものの、の2つ

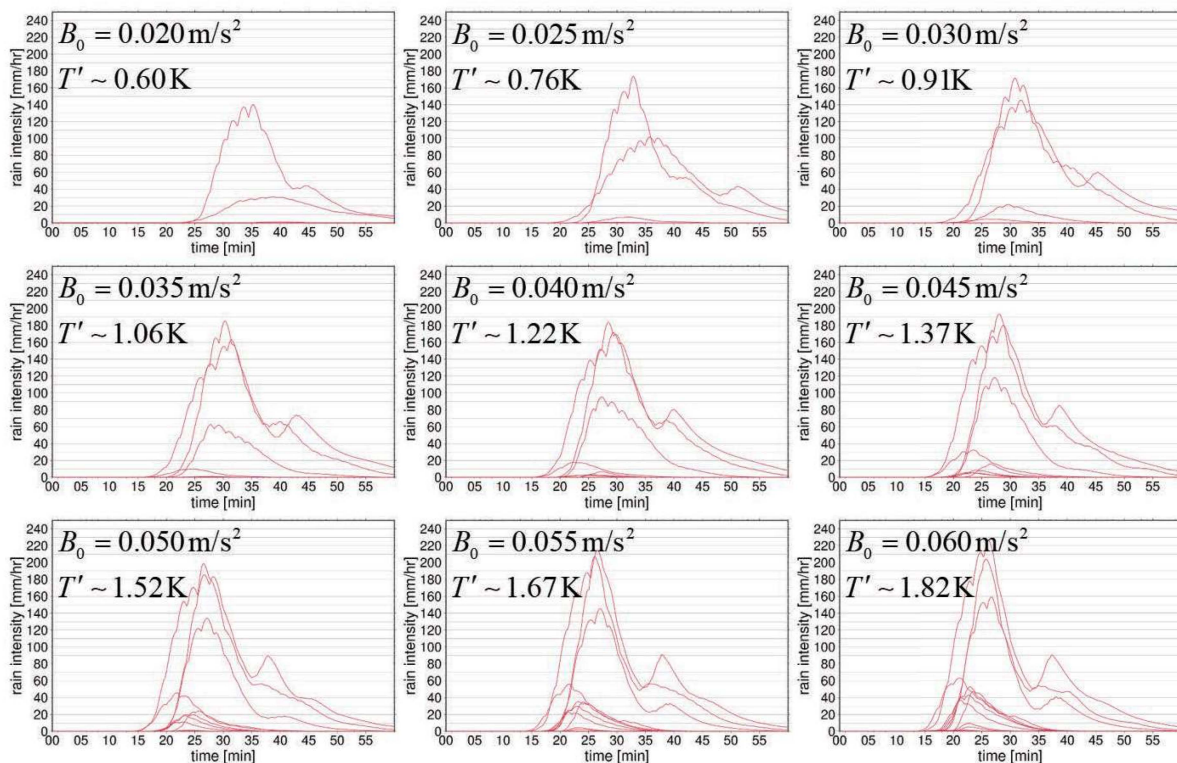


Fig. 16 Simulation results of the initial buoyancy of warm bubble varied from 0.020 m/s² to 0.060 m/s² for 32 future climate environments. The horizontal axis represents the elapsed time from the start of the simulation, and the vertical axis represents the maximum rainfall intensity.

を定義し、両者を区別しながら解析を進める。本研究でのシミュレーションの出力時間間隔は10秒であるので、瞬間降雨強度は、10秒間に降った雨の量として定義する。また、シミュレーション領域最大瞬間降雨強度の、シミュレーション時間内で最大のものをピーク瞬間降雨強度と呼ぶこととする。

Fig. 17は、1000 hPa気圧面気温 $T_{1000\text{hPa}}$ または1000 hPa気圧面の露点温度 $T_{d1000\text{hPa}}$ に対するピーク降雨強度、総積算降雨量及びイベント降雨強度をプロットしたものである。参考までに、先行研究（たとえばLenderink and van Meijgaard, 2008）に倣い、黒細線でCC率を、赤細線でCC率の2倍を表示している。Fig. 17の単独積乱雲のシミュレーション結果を用いて、第5章では擬似温暖化実験による単独積乱雲の降雨強度の将来変化メカニズムを解析し、第6章では環境場の潜在不安定度とゲリラ豪雨の発生・非発生の関係について解析する。

5. 単独積乱雲に対する擬似温暖化実験による将来変化解析

本章では、擬似温暖化実験という手法を用いて、将来気候で単独積乱雲の降雨強度がどのように変化するか、またその力学的・熱力学的メカニズムを解析する。

5.1 実験設定

(1) 擬似温暖化実験の意義

温暖化による単独積乱雲の特性の平均的な将来変化を解析する手法として、擬似温暖化実験（pseudo global warming experiment）がある。単独積乱雲が発生する現在気候の特定の環境場に、気候モデルによって予測された諸物理量の現在気候と将来気候の差の3次元分布（温暖化差分）を与える。こうして作成した擬似的な温暖化気候（擬似温暖化気候）でシミュレーションを行い、元の現在気候のシミュレーションと比較することで、温暖化による単独積乱雲の特性の平均的な将来変化を解析することができる。

そこで、本章では、Fig. 17の現在気候（青円）のいくつかの環境場に温暖化差分を与え、温暖化差分を与える前の単独積乱雲と温暖化差分を与えた後の単独積乱雲の降雨強度を比較することで、温暖化による単独積乱雲の降雨強度の将来変化を明らかにする。

(2) 温暖化差分の作成

擬似温暖化実験で与える温暖化差分の作成方法には様々な手法がある。Mori and Takemi (2015) は1959年9月に発生した伊勢湾台風の温暖化気候時の変化

Table 3 Main experimental settings for simulations in this study

水平格子間隔 $\Delta x, \Delta y$	500 m
鉛直格子間隔 Δz	250 m
時間間隔 Δt	2秒
水平領域	12.5 km \times 25.0 km
鉛直領域	20 km
積分時間	60 min
Warm Bubbleの初期直径	4 km
Warm Bubbleの初期浮力 B_0	0.035 m/s ²
Warm Bubbleの初期高度	100 m
雲微物理過程	氷相を含むバルク法
地形	なし
密度の取り扱い	完全圧縮
上部境界条件	摩擦のない断熱壁
側面境界条件	開放
基礎方程式	弾性, 非静力学, HE-VIで解く

を擬似温暖化実験の手法を用いて解析している。彼らは、GCMの予測実験データを用いて、温暖化差分を作成している。伊勢湾台風は9月に発生したため、GCMによる現在気候での9月の平均場と将来気候での9月の平均場を求め、将来9月平均場から現在9月平均場を引くことにより、温暖化差分を算出している。ただし、相対湿度 RH については、有意な将来変化は見られない (Takemi et al., 2012) として、現在気候と将来気候で相対湿度 RH が一定であるという仮定の下で温暖化差分を与えている。この現在気候と将来気候で相対湿度 RH が一定であるという仮定は、擬似温暖化実験を行う様々な先行研究で用いられている。

そこでまず、相対湿度 RH の将来変化を確認し、温暖化差分を作成する際に相対湿度 RH を一定とすべきかどうかを確認する。

Fig. 18はNHRCM05出力の降雨システム日（中北ら, 2017a）を除く近畿地方陸域8月1500 JSTの現在気候の20年平均場（以下、現在平均）と将来気候の20年平均場（以下、将来平均）の相対湿度 RH の鉛直プロファイルである。先行研究でも指摘されるように、相対湿度 RH にはほとんど将来変化が見られない。しかし、下層では相対湿度 RH がわずかに減少し、中上層では増加している（この特徴は、Takemi et al. (2012) とも整合的である）。

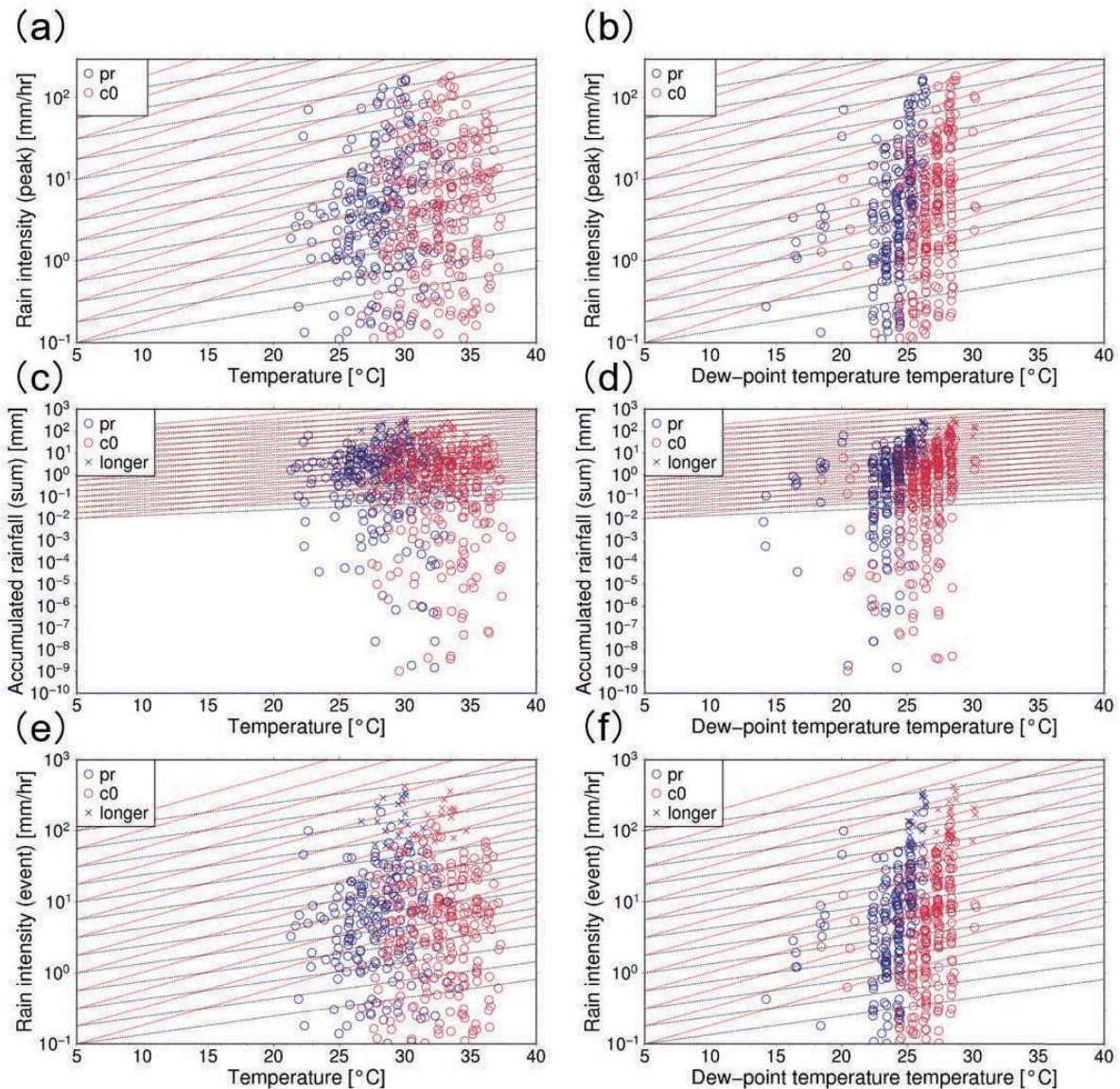


Fig. 17 Simulation results of (a and b) peak instantaneous rain intensity, (c and d) total accumulated rainfall amount R_{sum} (e and f) event rainfall intensity with respect to 1000 hPa pressure surface temperature $T_{1000\text{hPa}}$ and dew point temperature $T_{d1000\text{hPa}}$. Blue is the present climate, red is the future climate (c0), and “longer” is the cumulonimbus that do not disappear within the simulation time (60 minutes). The black dotted line shows the CC rate and the red dotted line shows twice the CC rate.

次に、「相対湿度 RH を現在気候と将来気候で一定と仮定する場合」と、「相対湿度 RH を現在気候と将来気候で一定と仮定しない場合」の水蒸気混合比 q_v の差を確認する。Fig. 19に、「将来平均 (c0) の水蒸気混合比 q_v 」と、「現在気候と将来気候で相対湿度 RH が一定としたときの水蒸気混合比 q_v 」を示す。Fig. 19の緑線で示す温暖化差分を見ると、「将来気候 (c0) そのもので作成した温暖化差分」と「現在気候と将来気候で相対湿度 RH が一定としたときの温暖化差分」には、1000 hPaで約1 g/kgの水蒸気混合比 q_v の違いが見られる。

単独積乱雲のシミュレーションにおいてこの水蒸気混合比 q_v 約1 g/kgの差は大きな影響を及ぼすと考えられる。さらに、NHRCM05では直接水蒸気量が（露点温度 T_d として）出力されているため、「相対湿度 RH が現在気候と将来気候で一定である」という仮定を置く必要性もない。そこで、本研究で行う擬似温暖化実験では、先行研究のような「相対湿度 RH が現在気候と将来気候で一定である」という仮定を置かずに、直接気温 T と露点温度 T_d (各高度で露点温度 T_d と水蒸気混合比 q_v は一対一対応である) の温暖化差分を与えることとする。

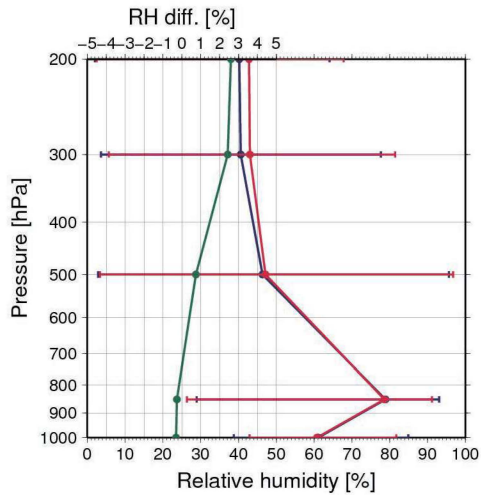


Fig. 18 Future changes in relative humidity RH . Blue is the present climate, red is the future climate (c0), and green is the “warming increment” (difference between future climate and present climate, the scale is at the top of the figure). The whiskers at each altitude represent the minimum and maximum of the Kinki regional average RH in NHRCM05.

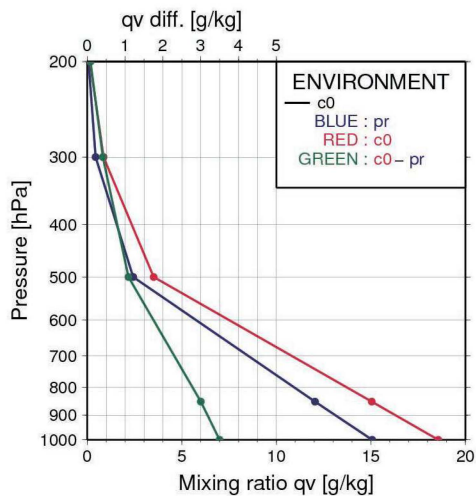


Fig. 19 Future changes in water vapor mixing ratio q_v . The blue is the current climate, the red solid line is the future climate (c0), the red dotted line is the current climate and the future climate with relative humidity RH constant, and the green solid line is the “warming increment” (the scale is at the top of the figure).

本研究では、NHRCM05出力の降雨システム日（中北ら，2017a）を除く近畿地方陸域8月1500 JSTの現在気候の20年平均場（以下，現在平均）と将来気候の20年平均場（以下，将来平均）の差を温暖化差分とす

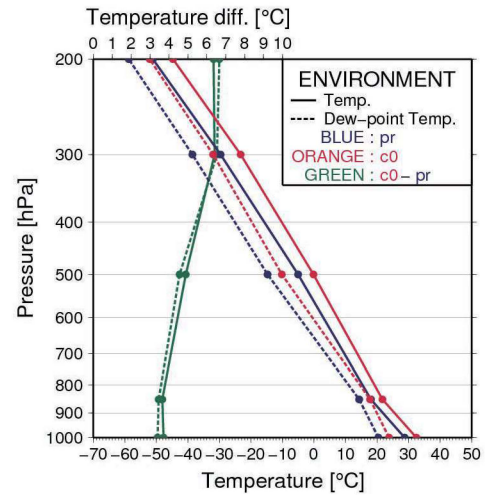


Fig. 20 Warming increment given in the pseudo global warming experiment in this study. The solid line shows the temperature T , the broken line shows the dew point temperature T_d , the blue shows the present climate, the red shows the future climate (c0), and the green shows the “warming increment” (the scale is at the top of the figure).

る。Fig. 20は，現在平均と将来平均（c0）及び温暖化差分（気温 T と露点温度 T_d ）を表す。Fig. 20の緑色線を見ると，気温 T の上昇幅は下層よりも上層の方が大きく，気温減率が減少していることがわかる。

また，露点温度 T_d も全層上昇しており，各高度で水蒸気量が増加していることがわかる。また，本来風場の温暖化差分も考慮すべきであるが，本研究では，水蒸気量増加と気温減率減少が及ぼす影響に主眼を置くため，風の温暖化差分は考慮しない。

(3) モデルの設定

NHMを用いて，Table 3と同じモデル設定でWarm Bubbleを用いた擬似温暖化実験を行う。

5.2 降雨強度の将来変化

第4章で作成した現在気候の代表的な環境場のうち，降雨強度の比較的強い単独積乱雲を発生させた28事例に対して擬似温暖化実験を行った。

Fig. 21は，Fig. 17で示した1000 hPa露点温度 $T_{d1000hPa}$ とピーク瞬間降雨強度 (a)，総積算降雨量 R_{sum} (b)，及びイベント降雨強度 (c) の関係に，本章で行った擬似温暖化実験による変化を緑色矢印で重ねたものである。たとえばピーク瞬間降雨強度 (a) の変化を確認すると，変化率に差はあるものの，単独積乱雲のピーク瞬間降雨強度は，擬似温暖化するとCC率よりも大きい変化率(super Clausius-Clapeyron

scaling) を示すことがわかる。

より詳しく見ると、ピーク瞬間降雨強度が元々高い値をとる現在気候の環境場に擬似温暖化実験を行うと、ほぼCC率（黒細線）に従う変化率を示す一方で、比較的弱いピーク瞬間降雨強度をとる現在気候の環境場に擬似温暖化実験を行うと、ピーク瞬間降雨強度の変化率はCC率の2倍（赤細線）よりも大きい。この傾向は総積算降雨量 R_{sum} (b), 及びイベント降雨強度 (c) でも同様である。この理由について考察する。

Fig. 20で与えた温暖化差分は、「水蒸気量の増加」だけではなく、「気温減率の減少」という効果も含んでいる。一般的に、気温減率の減少は、大気を安定化させる（すなわち雲の発達を抑制する）方向に働く。すなわち、Fig. 21の緑色矢印で表される降雨強度の将来変化は、「水蒸気量の増加」の効果だけによる降雨強度の増加に、「気温減率の減少」の効果による降雨強度の減少分を合わせたものであると考えられる。それゆえに、ほぼCC率（黒細線）に従う変化率を示す、ピーク瞬間降雨強度が元々高い値をとる現在気候の環境場への擬似温暖化実験も、「水蒸気量の増加」の効果だけを考慮すれば、CC率よりも大きい変化率を示すと考えられる。

以上の結果より、(28事例での解析ではあるが) 擬似温暖化手法によって、温暖化に伴う「水蒸気量増加」のみの効果では、単独積乱雲の降雨強度がsuper Clausius-Clapeyron scalingを示す（すなわち、「水蒸気量増加」の効果のみでClausius-Clapeyron式から予想されるよりも、降雨強度増加の割合が大きい）ということが示された。続く5.3節では、なぜこのsuper Clausius-Clapeyron scalingが実現されるのかを、積乱雲内部の熱力学的・力学的構造に着目して明らかにしていく。

また、Fig. 21の擬似温暖化実験による変化（緑矢印）は、将来気候（赤円）で実現可能な降雨強度の集団から乖離していないため、Fig. 20のような簡単な温暖化差分でも擬似温暖化実験が可能であることがわかる。

5.3 降雨強度の将来変化のメカニズム解析

5.2節で確認されたsuper Clausius-Clapeyron scalingは、3.3節でも述べたように、単なる水蒸気量増加だけでは説明できない、力学的・熱力学的なメカニズムの変化によるものであると考えられる。

まず、熱力学的メカニズムを確認するために、第2章で述べた、NHMで用いられる温位の時間変化の式(5)に着目する。右辺の PPT (product of potential temperature) は水物質の相変化に伴う潜熱放出によ

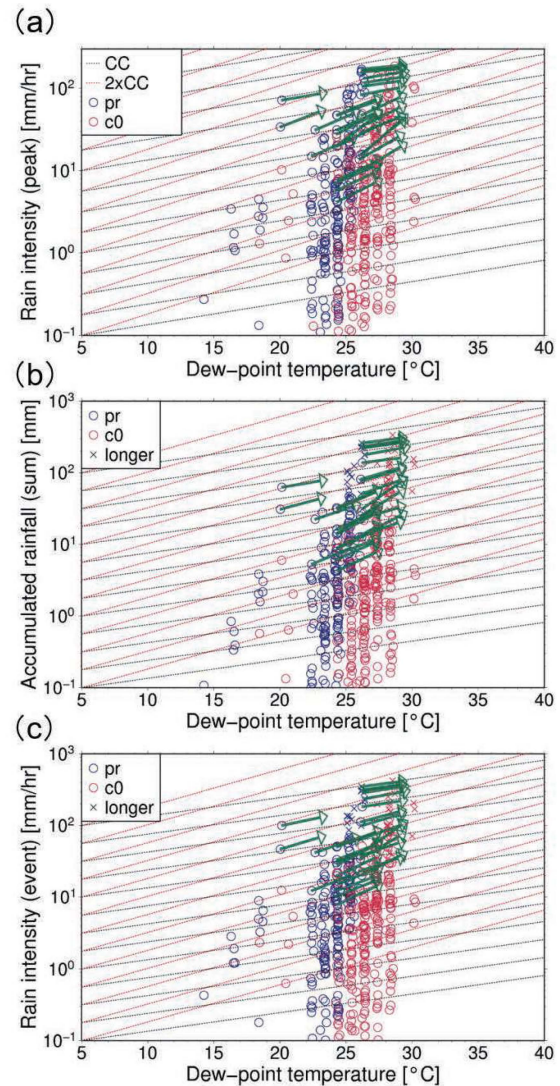


Fig. 21 Added to Fig. 17 (b), (d), (f). The green arrow indicates the change due to the pseudo global warming experiment.

る温位の生成項である。この PPT の変化に着目して、メカニズムを解析していく。

これ以降は、Fig. 22に示す現在気候の環境場での実験と、その現在気候の環境場に温暖化差分を与えた気候（以下、擬似温暖化気候）の環境場での実験（Fig. 21の28個の擬似温暖化実験のうちの1つ）に着目する。

Fig. 23は、この現在気候と擬似温暖化気候それぞれの PPT の鉛直断面の時間変化を表す。擬似温暖化気候では、現在気候よりも PPT が大きく、水物質の相変化が盛んに行われていることが見て取れるここで、本研究では、雲内の PPT が強い領域 ($PPT > 0.01$ K/s : 水の相変化が盛んに行われている領域) を雲コアと呼ぶこととする。また、雲コア自体の大きさも擬似温暖化気候の方が大きい。

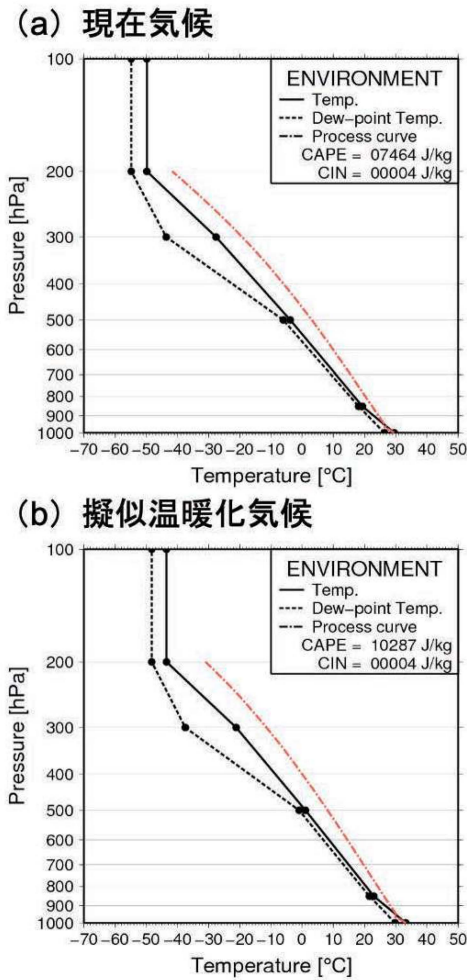


Fig. 22 The environment given to each experiment of (a) present climate and (b) pseudo global warming climate for comparison. The solid line is the temperature T , the dotted line is the dew point temperature T_d and the orange broken line is the process curve when the air parcel of 1000 hPa is adiabatically lifted. It can be seen that the warming increment increases the $CAPE$, the latent instability.

擬似温暖化気候では、雲コアにおける潜熱放出量の増加により、雲コアの温位の上昇量が現在気候よりも大きくなる。そして雲コアの浮力が現在気候よりも増加し、上昇流が強化される。現在気候よりも上昇流が強化されれば、それを補償するように、雲コアの下部や側面から流入する空気の量も現在気候より増加する。空気の流入量が増加するということはすなわち、雲コアに流入する水蒸気量も現在気候よりも増加するということである。

さらに、擬似温暖化気候では、雲コアによって吸い込まれる環境場の領域の大きさも変化する。Fig. 23の紫実線は、雲コアの浮力によって、雲コア底面に吸い込まれる領域の境界を表す。ここで、雲コア

底面に吸い込まれる領域の決定の際には、雲コアの底面に入ってくる流線を参考にした。Fig. 23から、擬似温暖化気候では、雲コア底面に吸い込まれる領域が各時間ステップにおいて概して広い。また、雲コア底面に吸い込まれる領域に存在する流線の密度も擬似温暖化気候の方が高いため、擬似温暖化気候では、現在気候と比較して、雲コア底面に空気あるいは水蒸気がより強く吸い込まれることもわかる。すなわち、擬似温暖化気候では現在気候に比べて、環境場で一樣に広がっていた水蒸気が、より広い領域から、より強く雲コアに吸い込まれ、その結果雲コアへの水蒸気の局所化が強化されることが示唆される。

この雲コア底面に単位時間に吸い込まれる水蒸気量 $CBIVF$ (kg/s) (cloud core base integrated vapor flux) を以下の式

$$CBIVF = \int_S \rho_d q_v w \uparrow dS, \quad (26)$$

で表現する。ただし、 ρ_d は乾燥空気の密度、 q_v は水蒸気混合比、 $w \uparrow$ は正の鉛直風 (上昇流)、 S は雲コアの底面積 (Fig. 24の黒線) である。この水蒸気吸い込み量 $CBIVF$ の時間変化をFig. 25に示す。擬似温暖化気候では、各時間ステップにおいて、雲コア底面の水蒸気吸い込み量 $CBIVF$ は増加している。また、Fig. 26は雲物理過程によって消費された水蒸気量 (すなわち生成した固液相の水物質全ての総量) の時間変化である。これも擬似温暖化気候では、各時間ステップで消費される水蒸気量 (すなわち凝結量) が増加している。第一近似として、Fig. 26のように生成された固液相の水物質の全てが落下し降雨となると仮定すれば、擬似温暖化気候でのこの各時間ステップでの凝結量の増加がFig. 27に示すような瞬間降雨強度の増加に寄与すると考えられる。擬似温暖化気候では、各時間ステップでの瞬間降雨強度が現在気候よりも増加するため、瞬間降雨強度の時間積分である積算降雨量も同様に増加すると考えられる。

5.4 まとめ

本章では、擬似温暖化実験によって、将来気候において単独積乱雲の降雨強度が増加するメカニズムを解析した。

将来気候で単独積乱雲の降雨強度がCC率を超えて増加する根本的な理由は、水物質の相変化に伴う潜熱の放出量が将来気候で増加することにある。この潜熱放出量の増加は、浮力を増大させ、現在気候

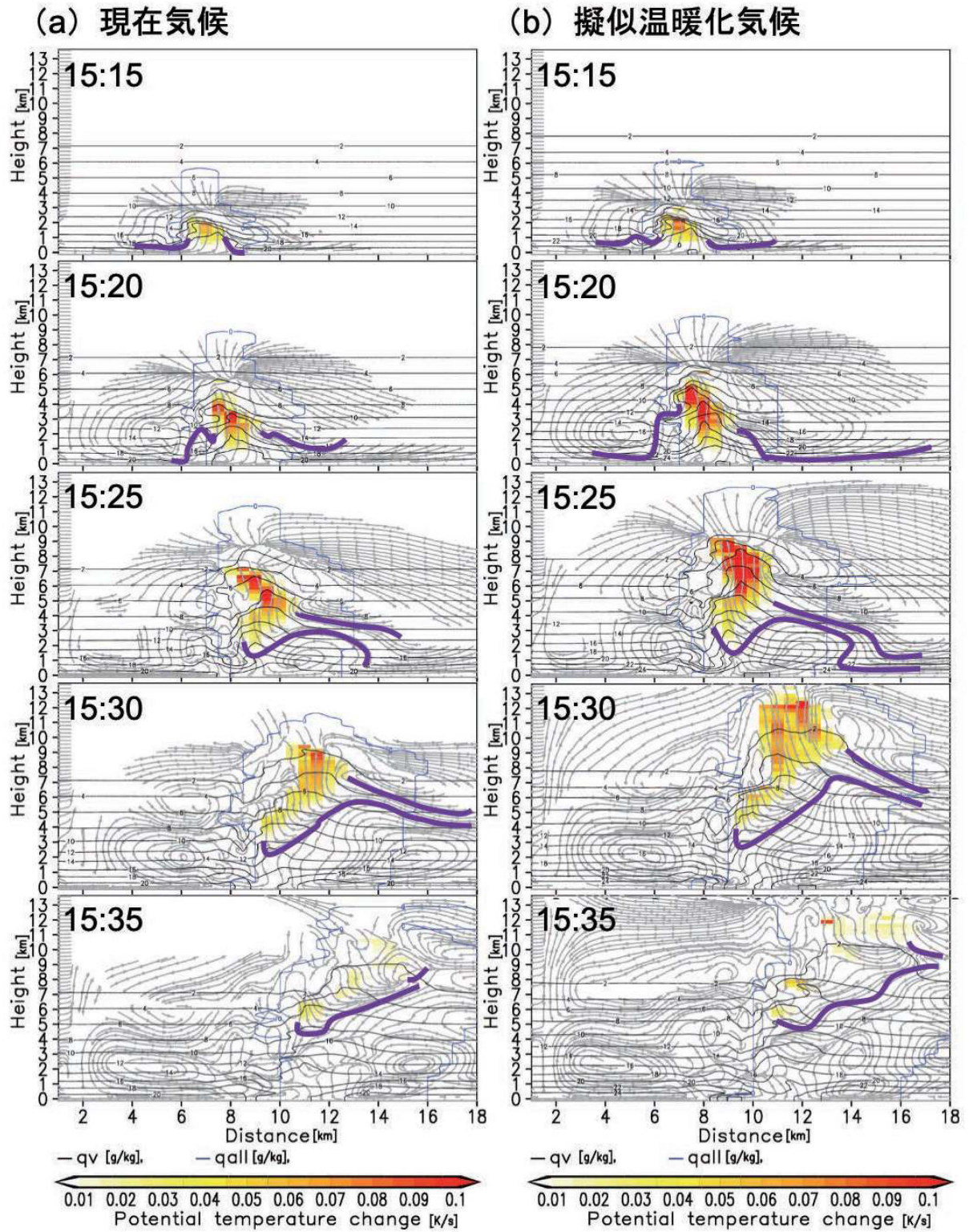


Fig. 23 Temporal change in vertical cross section of cumulonimbus in the present climate (left) and pseudo global warming climate (right). The black solid line is the water vapor mixing ratio q_v , the blue solid line is the mixing ratio of all water substances, the fill is PPT (more than 0.01 K/s : cloud core), the gray arrow is the streamline relative to the environment, and the purple solid line represents the edge of the region sucked by the cloud core.

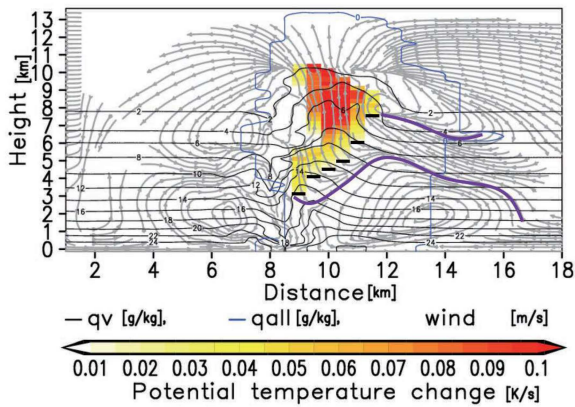


Fig. 24 Vertical cross section of cumulonimbus at a certain time step. The legend is the same as in Fig. 23. The thick black line represents the bottom of the cloud core.

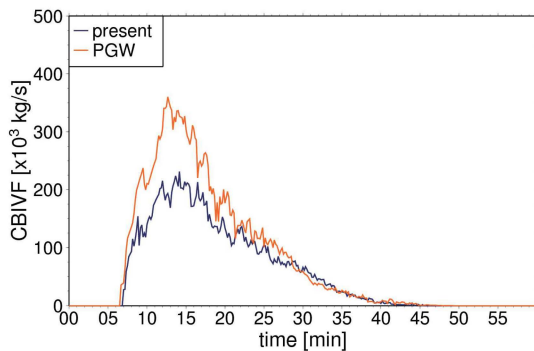


Fig. 25 Temporal change in water vapor intake *CBIVF*. The blue line shows the present climate and the orange line shows the pseudo global warming climate.

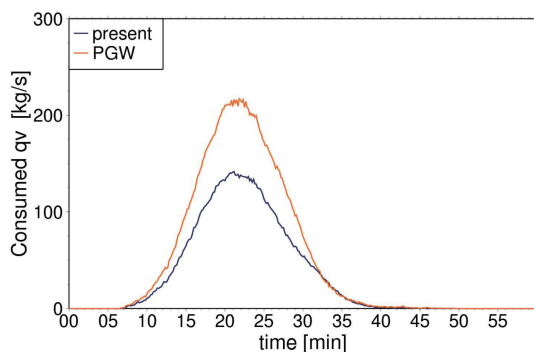


Fig. 26 Temporal change in water vapor consumption. The blue line shows the present climate and the orange line shows the pseudo global warming climate.

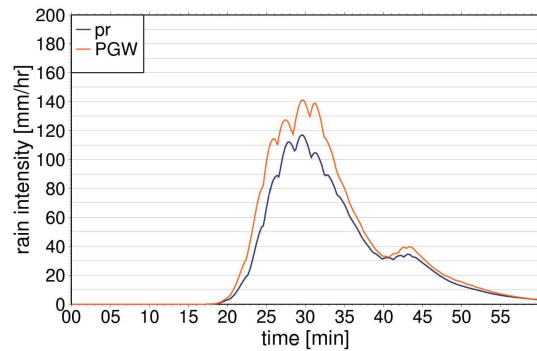


Fig. 27 Temporal change in peak instantaneous rain intensity. The blue line shows the present climate and the orange line shows the pseudo global warming climate.

よりも強い上昇流を生み出す。現在気候よりも強い上昇流は現在気候よりも強い水蒸気吸い込みをもたらし、水蒸気の単位時間当たりの凝結量を増加させる。これが、将来気候における降雨強度増加の熱力学的要因といえる。

さらに、潜熱放出量増加による浮力の強化により、水平一様に広がる環境場の水蒸気（そもそも温暖化により環境場に存在する水蒸気量は多くなっている）を雲内に局所化させる力学的効果が将来気候ではより強くなる。

これらの熱力学的・力学的効果が、Clausius-Clapeyron式から期待される降雨強度や積算降雨量の変化率よりも高い変化率を示す要因であると言える。ただし、以上は、将来気候における「水蒸気量の増加」の効果だけを考慮したものである。将来気候では、「気温減率の減少」の効果も存在するために、前述の力学的・熱力学的効果によるCC率を超える降雨強度の将来変化率が、「気温減率の減少」の効果により抑えられる。結果的に、ピーク瞬間降雨強度が元々高い値をとる単独積乱雲は、ほぼCC率に従う将来変化率を示し、比較的弱いピーク瞬間降雨強度をとる単独積乱雲は、CC率の約2倍の将来変化率を示した。

最後に、今後の課題を述べる。本研究では、雲コア底面から吸い込まれる水蒸気量のみに着目したが、本来は雲コアの側面からも水蒸気は流入してくる。雲コアの側面からの流入も考慮しながら、雲コアでの水蒸気収束量、凝結量、及び降雨量を定量的に算定し、それらの将来変化を推定することが求められる。また、生成する水物質の種類（あられ、ひょう、雲氷、雲水、雨水）の時間変化を追うことで、雲物理過程の将来変化も確認しなければならない。

6. 大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨

第4章では、現在気候と将来気候 (c0) の多数の代表的な環境場において Warm Bubble を用いて単独積乱雲を発生させた。本章では、第4章のシミュレーション結果を用いて、潜在不安定度指標 (CAPE, SSI など) とゲリラ豪雨の発生・非発生に対応があるかどうか、また、現在気候と将来気候でその対応に差があるかどうかを解析する。

6.1 先行研究

中北ら (2018a) は、NHRCM05 を用いて、SSI (Showalter's stability index : ショワルターの安定指数) とゲリラ豪雨発生・非発生の対応を調べている。

SSI は、

$$SSI \equiv \bar{T}_{500\text{hPa}} - T_{p850\text{hPa} \rightarrow 500\text{hPa}}, \quad (27)$$

で定義される。ここに、 $\bar{T}_{500\text{hPa}}$ は 500 hPa 気圧面の環境場の気温、 $T_{p850\text{hPa} \rightarrow 500\text{hPa}}$ は 850 hPa 気圧面の環境場の気塊を 500 hPa まで強制的にかつ断熱的に持ち上げた時の温度である。SSI が負値になれば、大気が潜在不安定な状態にあるということになる。Fig. 28 に SSI の概念図を示す。

Fig. 29 は、降雨システム日 (中北ら, 2017a) を除く 8 月 1500 JST の近畿地方陸域での SSI 最小値とゲ

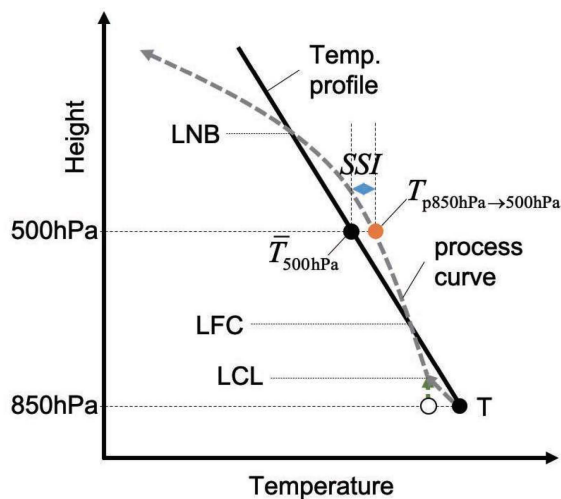


Fig. 28 Conceptual diagram of SSI. The solid black line is the environmental temperature (state curve), the gray dashed arrow is the temperature of the air parcel lifted adiabatically from 850 hPa (process curve), and the green dashed arrow is the constant water vapor mixing ratio line. In this figure, SSI is less than 0.

リラ豪雨生起日・非生起日の頻度分布を表す。Fig. 29 から、近畿地方陸域での SSI 最小値が -4 以下の日のほとんどがゲリラ豪雨発生日に対応し、逆に近畿地方陸域での SSI 最小値が 1 以上の日のほとんどがゲリラ豪雨非発生日に対応していることがわかる。

ここで、Fig. 29 の近畿地方陸域での SSI 最小値が -5 以上 -4 以下の階級をよく確認すると、将来気候の 4 つのアンサンブルでは、ゲリラ豪雨非発生日 (橙色) の割合が現在気候に比べてわずかに高くなっていることも見て取れる。これは、ゲリラ豪雨の発生・非発生を分ける SSI の閾値が現在気候と将来気候でわずかに変化することを示唆している。

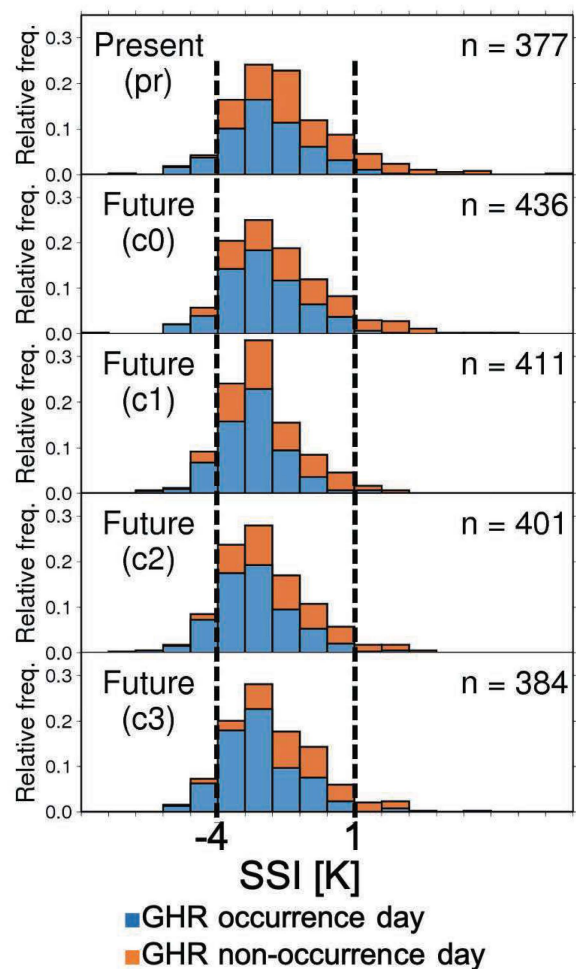


Fig. 29 Frequency distribution of the minimum SSI value in the Kinki region. In each SSI bin, blue represents the relative frequency of guerrilla heavy rainfall occurrence days, and orange represents the relative frequency of guerrilla heavy rainfall non-occurrence days. Note that the guerrilla heavy rainfall referred to here is extracted from the rainfall output of NHRCM05 by Nakakita et al. (2017a)(modified from Nakakita et al., 2018a).

ところで、中北ら (2018a) が使用している NHRCM05 のデータ出力は、降雨出力を含む地表面データが30分ごと、 SSI を計算するために必要な3次元の大気情報が6時間ごとに出力されているため、現在気候・将来気候の計算の中で実際にゲリラ豪雨が発生した時間 (あるいはゲリラ豪雨が発生する直前) の SSI を直接確認することができない。それゆえに、中北ら (2018a) は、第一近似として1500 JSTの近畿地方陸域での SSI 最小値を、大気不安定度の代表値として用いている。

そこで、本章では、第6章で作成した現在気候・将来気候の多数の代表的な環境場における Warm Bubble実験のシミュレーション結果を用いて、中北ら (2018a) が第一近似的に示した環境場の潜在不安定度指標とゲリラ豪雨発生・非発生の対応を、より詳細に解析する。

6.2 大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨の発生・非発生の対応

Fig. 30は各シミュレーションに初期条件として与えた環境場の SSI と、ピーク瞬間降雨強度の関係を表している。ここでは、ゲリラ豪雨発生の基準として、「ピーク瞬間降雨強度が50 mm/hr以上であること」とする。Fig. 30から、現在気候では、 SSI が約-1 K以下になるとゲリラ豪雨が多数発生し、将来気候 (c0) では、 SSI が約-2 K以下になるとゲリラ豪雨が多数発生していることがわかる。また、 SSI が約4 K以上になると、(Warm Bubbleで強制的に擾乱を与えているにも関わらず) 単独積乱雲自体が発生しなくなることも見て取れる。

また、 $CAPE$ とピーク瞬間降雨強度の関係をFig. 31に示す。Fig. 31から、 $CAPE$ も SSI と同様にピーク瞬間降雨強度との関係を解析したところ、現在気候では、 $CAPE$ が約6000 J/kg以上、将来気候 (c0) では $CAPE$ が約8000 J/kg以上になるとゲリラ豪雨が多数発生していることがわかった。

以上の結果から、 SSI や $CAPE$ といった大気潜在不安定度指標を用いれば、ゲリラ豪雨の発生・非発生を分けられる可能性がある。しかし、たとえば Fig. 30の将来気候 (c0) (赤円) で、 $-4 \leq SSI \leq -2$ の領域に着目すると、同じ SSI でもゲリラ豪雨にも弱い降雨にもなりうるということがわかる。これは $CAPE$ でも同様である。すなわち、大気の大気潜在不安定度が高い (つまり SSI が低く、 $CAPE$ が大きい) ことはゲリラ豪雨発生のための必要条件であるが、十分条件ではないので、 SSI や $CAPE$ だけでは、ゲリラ豪雨の発生・非発生を完全に分けることができない。この理由については、続く6.2.1項で考察する。

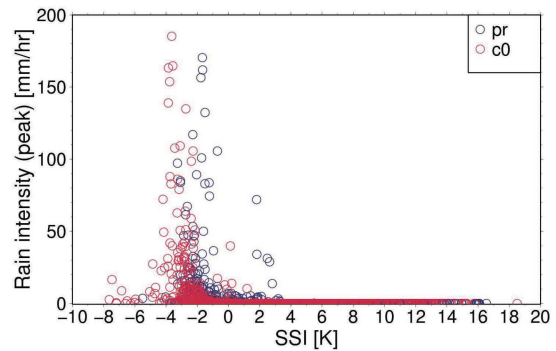


Fig. 30 Relationship between SSI in the environment and peak instantaneous rain intensity. The blue circle represents the present climate and the red circle represents the future climate (c0).

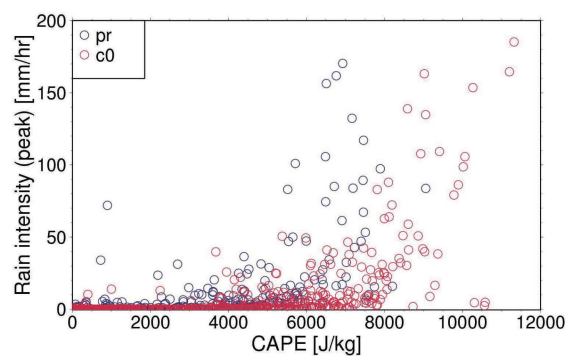


Fig. 31 Same as Fig. 30 except for $CAPE$.

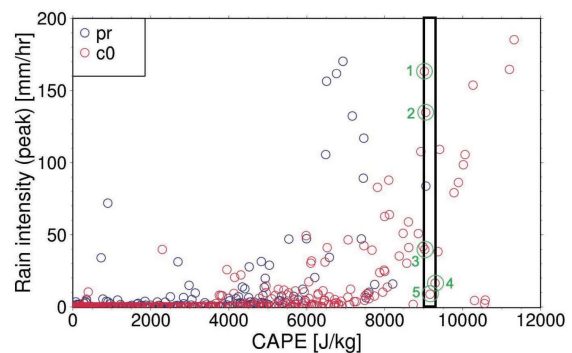


Fig. 32 Added to Fig. 31. The black rectangle represents the region of $9000 \leq CAPE \leq 9300$, and five simulations of the future climate (c0) contained in it are surrounded by green circles and numbered in descending order of peak instantaneous rain intensity.

また、ゲリラ豪雨の発生・非発生を分ける閾値は、現在気候と将来気候 (c0) で異なり、その差は SSI で約1 K、 $CAPE$ で約2000 J/kgである。このように現在気候と将来気候 (c0) でゲリラ豪雨の発生・非発生を分ける閾値がなぜ変化するのかを6.2.2項で考察する。

(1) 水蒸気飽和度の鉛直情報の役割

まず *CAPE* に着目し、*CAPE* だけではゲリラ豪雨の発生・非発生を完全に分けることができない理由を考察する。

Fig. 7からも分かるように、*CAPE* を計算する際に必要な情報は、環境場の気温 \bar{T} の鉛直プロファイルと、気塊を持ち上げ始める高度 z_0 (本研究では1000 hPa気圧面の高度) における露点温度 T_{d,z_0} である。すなわち、気塊を持ち上げ始める高度 z_0 より上空の水蒸気の情報的一切考慮していない。一般に *CAPE* が大きければ、発生する対流は強くなると考えられている (Bluestein, 1993 ; 吉崎・加藤, 2007な

ど) もの、「強い対流が発生したとしても、必ずしも強い降雨強度が得られるわけではない」ことを、ここで強調しておきたい。そこで、*CAPE* で考慮しきれない、水蒸気の鉛直情報が、ゲリラ豪雨発生・非発生を分けるためにさらに必要であると考えた。

Fig. 32に示す *CAPE* がほぼ同じ値 ($9000 \leq \text{CAPE} \leq 9300$) を取る将来気候 (c0) の5つのシミュレーションの環境場を比較する。Fig. 33及びTable 4は、Fig. 32の各番号 (1~5) のシミュレーションの環境場の情報である。

Fig. 33及びTable 4から、1000 hPa、850 hPa、500 hPa気圧面に着目すると、相対湿度 *RH* が大きくなるに

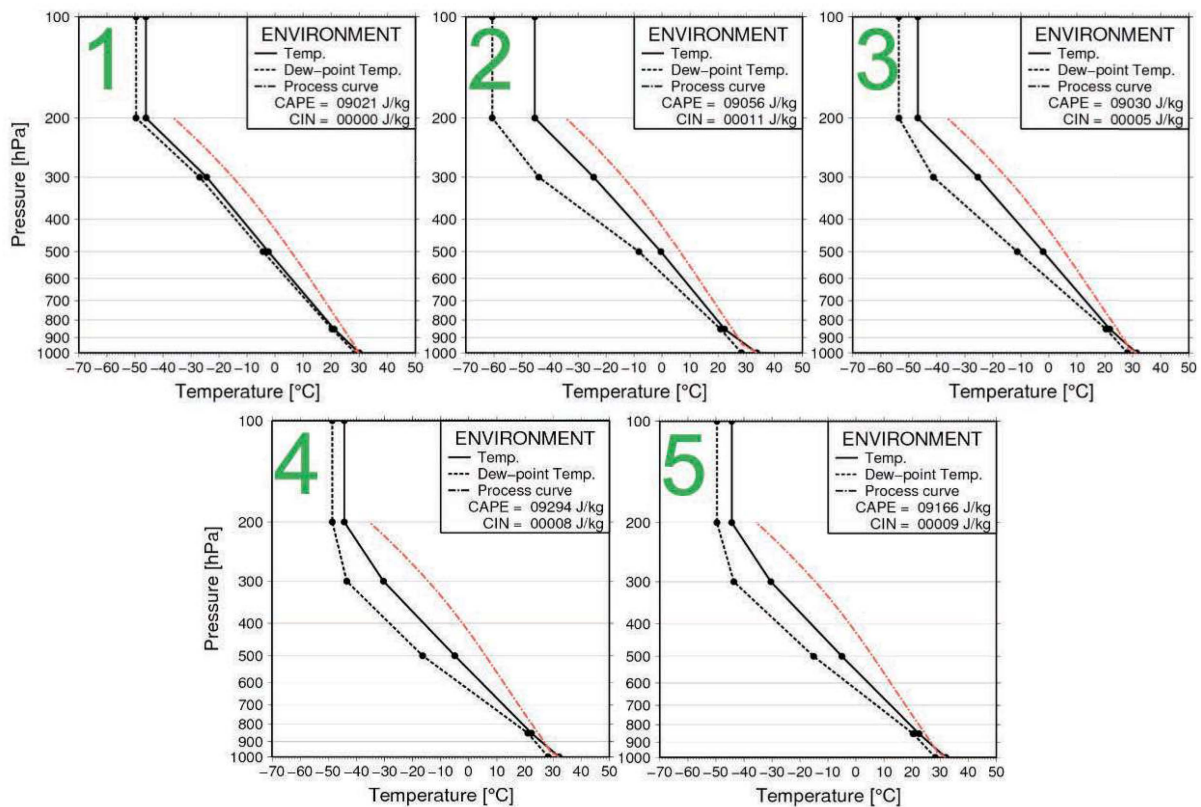


Fig. 33 The simulation environment for each number in Fig. 32. The solid line shows the temperature T , the dotted line shows the dew point temperature T_d and the orange broken line shows the process curve from 1000 hPa.

Table 4 Relative humidity *RH* in the simulated environment No.1 to No.5 in Fig. 32

No.	ピーク瞬間 降雨強度 (mm/hr)	SSI (K)	1000 hPa	850 hPa	500 hPa	300 hPa	200 hPa
			<i>RH</i> (%)	<i>RH</i> (%)	<i>RH</i> (%)	<i>RH</i> (%)	<i>RH</i> (%)
1	163	-3.8	91.9	95.4	87.0	79.6	67.0
2	135	-2.7	73.3	91.9	55.3	14.2	16.1
3	40	-3.6	83.0	92.1	49.2	20.9	45.2
4	17	-7.4	80.4	92.5	40.3	26.4	62.2
5	9	-6.8	80.9	88.0	44.8	25.9	55.1

つれて、降雨強度が大きくなるという特徴が窺える。一方で、300 hPa, 200 hPaではそのような特徴は見られない。すなわち、同じ *CAPE* の値であれば、実現される降雨強度を左右する要素の一つは、中下層 (1000 hPa, 850 hPa, 500 hPa) の水蒸気の飽和の度合いであるということが示唆される。

中下層の水蒸気の飽和の度合いを統一的に表すために、鉛直積算相対湿度 *VIRH* (vertical integrated relative humidity) という指標を

$$VIRH \equiv \frac{1}{\ln 1000 - \ln 500} \int_{p=1000\text{hPa}}^{p=500\text{hPa}} RH d \ln p, \quad (28)$$

のように定義する。*VIRH* (%) とは、1000 hPa高度から500 hPa高度の相対湿度 *RH* (%) を鉛直積分したものである。*VIRH* は0%~100%の値をとり、*VIRH* = 100%であれば、1000 hPa高度から500 hPa高度までの全層にわたって大気が飽和していることを表す。つまり、*VIRH* が大きいほど中下層 (1000 hPa高度から500 hPa高度) の飽和度が高いことを表す。Table 5にFig. 32の5つのシミュレーションの *VIRH* を示す。*VIRH* が大きいほど最大降雨強度が大きくなっていることがわかる。したがって、同じ程度の

Table 5 Relative humidity *VIRH* in the simulated environment No.1 to No.5 in Fig. 32

No.	最大降雨強度 (mm/hr)	<i>VIRH</i> (%)
1	163	91.8
2	135	75.7
3	40	74.6
4	17	71.1
5	9	70.6

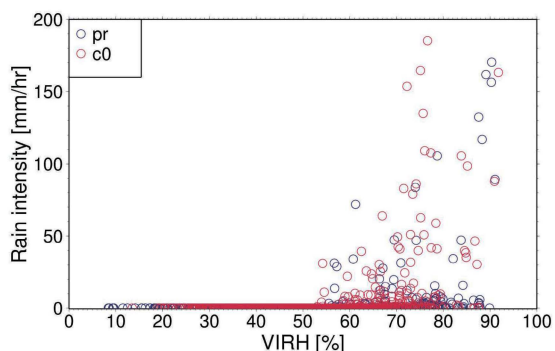


Fig. 34 Relationship between *VIRH* and peak instantaneous rain intensity. The blue circle represents the present climate and the red circle represents the future climate (c0).

CAPE を示す環境場であれば、*VIRH* で表されるような中下層の飽和度によって降雨強度が支配されるといえる。すなわち、中下層の飽和度が高ければ、水蒸気が凝結しやすくなり、より多量の降雨が発生しやすくなることが示唆される。逆に、大気中に水蒸気が多量存在していても、飽和度が高くなければ水蒸気は凝結せず、降雨が発生しにくいということも推測される。

以上は、 $9000 \leq CAPE \leq 9300$ となる環境場での解析であった。Fig. 34は、全てのシミュレーションにおける *VIRH* とピーク瞬間降雨強度の関係である。*VIRH* が約71.5%以上になると、50 mm/hr以上のピーク瞬間降雨強度を持つゲリラ豪雨が多発し始めることがわかる。全ての環境場で *VIRH* に閾値 ($VIRH = 71.5\%$) を設けて分類したものがFig. 35である。Fig. 35から、ゲリラ豪雨が発生するためには、「*CAPE* がある程度大きい」かつ「中下層の飽和度がある程度高い」ことが必要条件であることがわかる。Fig. 36で示す *SSI* でも同様に、ゲリラ豪雨が発生するためには、「*SSI* がある程度小さい」かつ「中下層の飽和度がある程度高い」ことが必要条件であることがわかる。

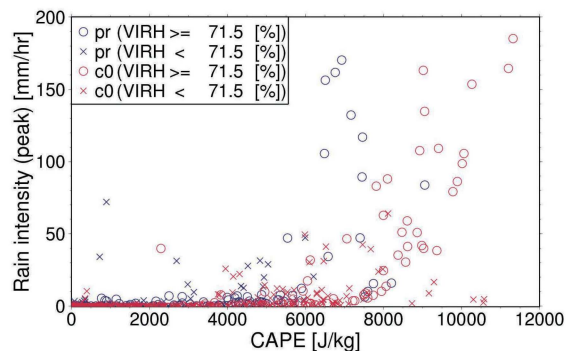


Fig. 35 Same as Fig. 31 except that circle indicates $VIRH \geq 71.5\%$ and cross indicates $VIRH < 71.5\%$.

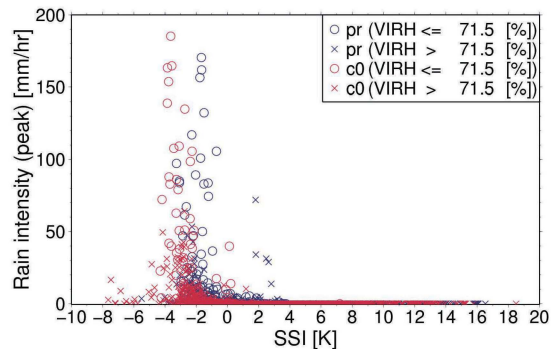


Fig. 36 Same as Fig. 30 except that circle indicates $VIRH \geq 71.5\%$ and cross indicates $VIRH < 71.5\%$.

(2) ゲリラ豪雨の発生・非発生を分ける大気潜在不安定度指標の閾値の将来変化

Fig. 30あるいはFig. 36から、ゲリラ豪雨発生に必要な SSI は、現在気候で約-1K以下、将来気候(c0)で約-2K以下であることがわかる。本項では、ゲリラ豪雨発生に必要な SSI の閾値が、なぜ現在気候と将来気候(c0)で異なるのかを明らかにする。

まず、 SSI の定義式(27)を変形すると、

$$\begin{aligned} SSI &\equiv \bar{T}_{500\text{hPa}} - T_{p850\text{hPa} \rightarrow 500\text{hPa}} \\ &= \left(\bar{T}_{850\text{hPa}} - T_{p850\text{hPa} \rightarrow 500\text{hPa}} \right) \\ &\quad - \left(\bar{T}_{850\text{hPa}} - \bar{T}_{500\text{hPa}} \right) \\ &= SSI_q - SSI_{TLR}, \end{aligned} \quad (29)$$

ただし、

$$SSI_q \equiv \bar{T}_{850\text{hPa}} - T_{p850\text{hPa} \rightarrow 500\text{hPa}}, \quad (30)$$

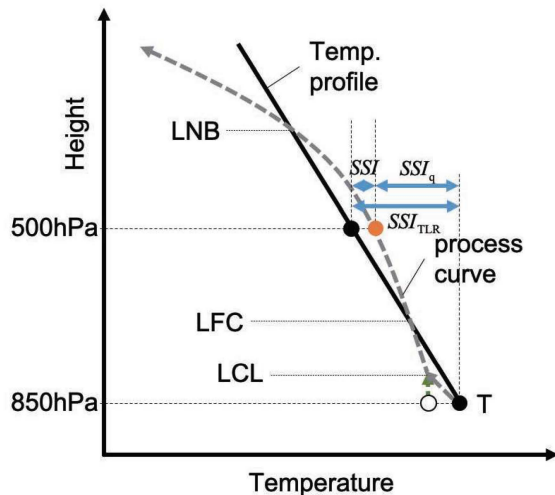


Fig. 37 Conceptual diagram of equation (29). The solid line shows the temperature T and the broken line shows the process curve lifted from 850 hPa.

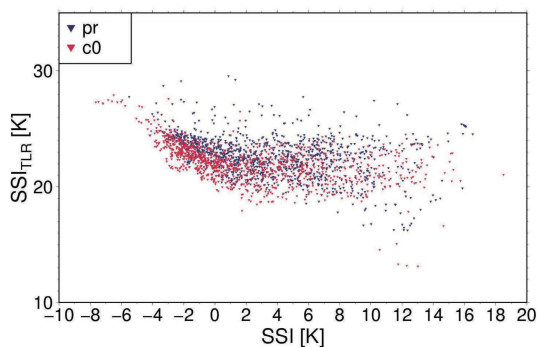


Fig. 38 Relationship between SSI and SSI_{TLR} . Blue indicates the present climate and red indicates the future climate (c0).

$$SSI_{TLR} \equiv \bar{T}_{850\text{hPa}} - \bar{T}_{500\text{hPa}}, \quad (31)$$

である。Fig. 37に概念図を示す。すなわち、 SSI は、850 hPaの水蒸気量による変化 SSI_q と、850 hPaと500 hPa間の気温減率による変化 SSI_{TLR} に分解することができる。

Fig. 38は、 SSI と SSI_{TLR} の関係を表す。同じ SSI (横軸) でも、将来気候(c0)は現在気候に比べて、 SSI_{TLR} が小さい傾向がある。 SSI_{TLR} が小さいとはすなわち、850 hPaと500 hPa間の気温減率が小さいということである。したがって、同じ SSI を実現するとき、将来気候は現在気候よりも850 hPaと500 hPa間の気温減率が小さい(大気の乾燥安定度が大きい)ために、現在気候よりも積乱雲の発達を抑えられると考えられる。

そこで、現在気候・将来気候(c0)で SSI と中下層の飽和度 $VIRH$ がほとんど同じ値を示す2つの

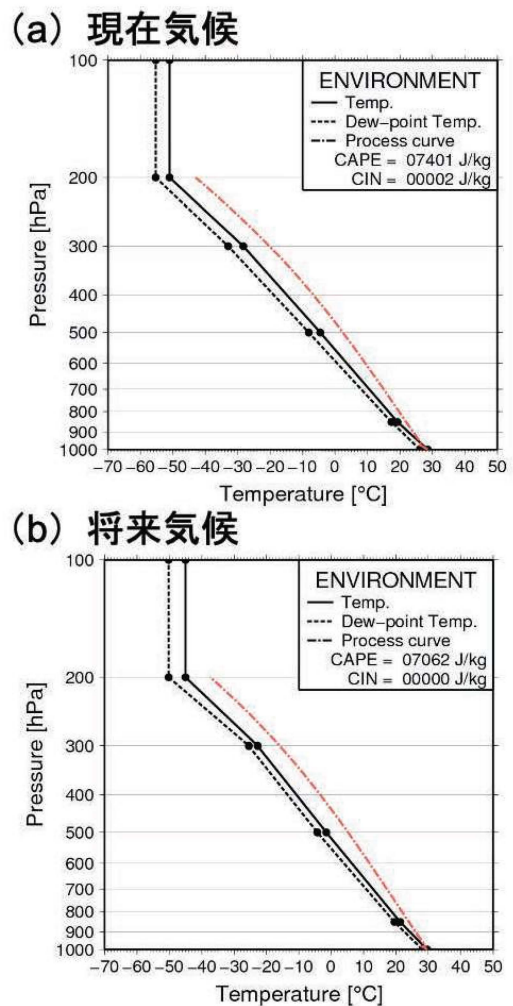


Fig. 39 The (a) present climate and (b) future climate (c0) environment for comparison.

環境場を用いたシミュレーション結果を比較する。

その2つの環境場をFig. 39及びTable 6で示す。Fig. 40は、そのシミュレーション結果で、同一時刻の積乱雲の鉛直断面を表す。将来気候 (c0) の方が(ほとんど同じ SSI をとる環境場を選んだもののわずかに) SSI は小さく、中下層の飽和度 $VIRH$ は高いにも関わらず、積乱雲の発達を抑えられ、実現したピーク瞬間降雨強度は将来気候 (c0) の方が若干ではあるが小さくなっている。

このように、同じ SSI でも、その SSI の実現の仕方 (SSI_q と SSI_{TLR} の組み合わせ) によって、積乱雲の発達の仕方が変化する。そして、同じ SSI ならば、将来気候 (c0) の方が現在気候よりも気温減率が小さく大気の乾燥安定度が大きい (つまり SSI_{TLR} 小さい) ために、現在気候であればゲリラ豪雨となる SSI でも、将来気候 (c0) ではゲリラ豪雨にならない。すなわち、将来気候 (c0) においてゲリラ豪雨が発生するためには、現在気候よりもより SSI が小さい環境場が必要になる。そのために、ゲリラ豪雨の発生・非発生を分ける閾値が現在気候と将来気候 (c0) とで異なるのである。

6.3 まとめ

大気の潜在不安定度指標である SSI と $CAPE$ と、ゲリラ豪雨の発生・非発生の対応を解析した。

現在気候・将来気候 (c0) とともに、 SSI と $CAPE$ がある閾値を超えると、ゲリラ豪雨 (降雨強度の強い単独積乱雲) が多数発生し始めた。しかし、潜在不安定度の高い環境場で必ずしもゲリラ豪雨が発生するわけではないため、潜在不安定度の高さはゲリラ豪雨発生の必要条件であるに留まった。

そこで、 SSI や $CAPE$ を計算する際に考慮できていない水蒸気飽和度の鉛直情報に着目した。その結果、同じ潜在不安定度を示す環境場でも、中下層の水蒸気飽和度がある程度高くなければ、ゲリラ豪雨とならないことが明らかとなった。すなわち、「潜在不安定度が高いこと」かつ「中下層の飽和度が高いこと」がゲリラ豪雨発生の必要条件であることがわかった。

次に、現在気候と将来気候 (c0) でゲリラ豪雨が発生する潜在不安定度の閾値がわずかに変化する理由を解析した。 SSI を下層水蒸気量による効果と気温減率による効果に分解することにより、同じ SSI を実現したとしても、将来気候 (c0) の方が現在気候よりも気温減率が小さく、積乱雲の発達を抑えられることがわかった。そのため、将来気候 (c0) においてゲリラ豪雨が発生するためには、現在気候よりもより SSI が小さい環境場が必要になる。これが、現在気候と将来気候 (c0) でゲリラ豪雨が発生する潜在不安定度の閾値がわずかに変化する理由である。

Table 6 Various indicators in the environment shown in Fig. 9

	(a)	(b)
	現在気候	将来気候
SSI (K)	-2.18	-2.22
$VIRH$ (%)	83.8	86.7
SSI_{TLR} (K)	23.81	22.79
SSI_q (K)	21.63	20.57
最大降雨強度 (mm/hr)	47.16	46.53

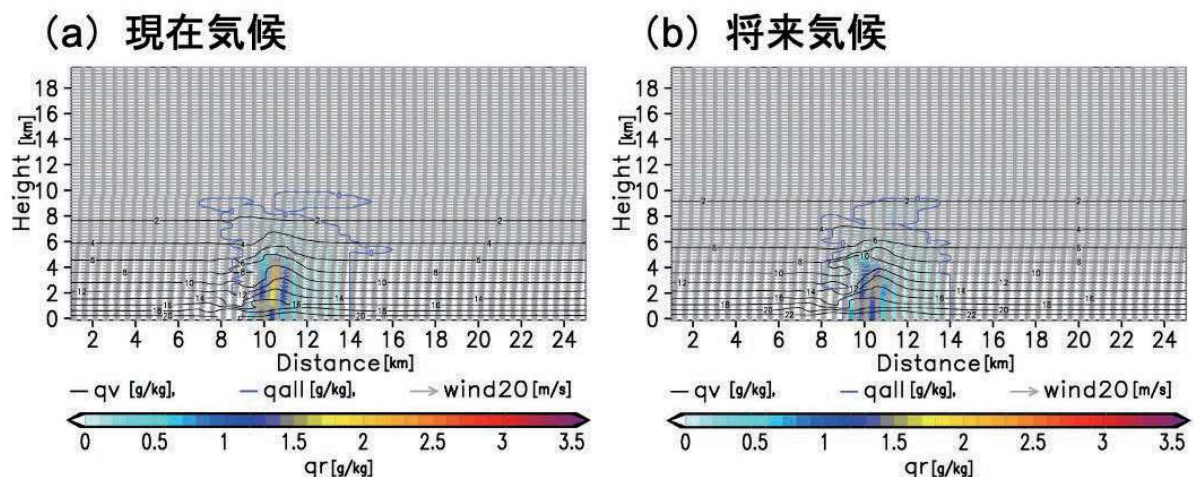


Fig. 40 Simulation results in the environment shown in Fig. 9. (a) the present climate and (b) the future climate (c0). The vertical cross section of cumulonimbus at the same time (30 minutes after the start of simulation) is shown. The black contour is the water vapor mixing ratio, the blue contour is the sum of the mixing ratios of all liquid and solid water substances, and the fill is the rainwater mixing ratio.

以上の解析により、中北ら（2018a）が第一近似的に示した大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨の発生・非発生の対応を踏まえて、本章ではより詳細な解析を行うことにより、「大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨の発生・非発生の対応」と「ゲリラ豪雨発生・非発生を分ける大気潜在不安定度指標の閾値の将来変化メカニズム」を明らかにできたと言える。

7. おわりに

本研究の目的は、単独積乱雲に焦点を当て、単独積乱雲の降雨強度の将来変化、並びにそのメカニズムを明らかにすることである。

これらの目的を達成するため、本研究は以下のような流れで行われた。

まず第4章では、NHRCM05の出力から、8月の近畿地方における現在気候と将来気候の代表的な環境場を多数作成した。作成した各気候の代表的な環境場に対して気象庁非静力学モデルNHMを用いて単独積乱雲をシミュレーションし、第5章及び第6章の解析に資するデータベースを作成した。

次に第5章では、擬似温暖化手法を用いて、将来気候において単独積乱雲の降雨強度がどのように変化するのかを解析した。その結果、露点温度の将来変化に対する単独積乱雲の降雨強度の将来変化にsuper Clausius-Clapeyron scalingが見られた。次に、super Clausius-Clapeyron scalingが見られる理由を、熱力学的・力学的メカニズムに着目して解析した。その結果、将来気候では現在気候に比べて、「雲内の潜熱放出量が増加し、雲のコアの浮力が増すことで上昇流が強化される」という熱力学的メカニズム、及び「雲のコアの浮力によって、雲の周囲の大気に水平一様に広がる水蒸気を局所化させる」という力学的メカニズムの両方が強化されることが明らかになった。これが単独積乱雲の降雨強度の将来変化がsuper Clausius-Clapeyron scalingを示す理由であると考えられる。

また第6章では、大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨の発生・非発生にどのような対応があるのかを、第4章のシミュレーション結果を用いて解析した。その結果、大気潜在不安定度指標はゲリラ豪雨発生の必要条件であることが明らかになった。また、潜在不安定度指標では考慮されていない大気中の水蒸気飽和度の鉛直分布情報を導入することにより、ゲリラ豪雨の発生には、「潜在不安定度がある程度高いこと」かつ「中下層の水蒸気飽和度がある程度高いこと」が必要条件であることが示唆された。さらに、ゲリラ豪雨の発生・非発生を分ける潜在不安定度指

標の閾値が、その差はわずかではあるが、現在気候と将来気候で変化することが確認された。その理由を、潜在不安定度指標の1つであるSSIを、下層水蒸気量に関わる成分と気温減率に関わる成分に分解することにより解析した。その結果、現在気候と将来気候で同じSSIでも、将来気候の方が現在気候よりも気温減率が大きい状態でそのSSI値を実現し、それゆえに将来気候では積乱雲の発達に比べて抑えられることが明らかになった。すなわち、将来気候でゲリラ豪雨が発生するには、現在気候よりも（その差はわずかではあるが）より潜在不安定度が高い状態が必要であることが示唆される。

以上の結果により、本研究では、単独積乱雲の降雨強度の将来変化の解明、並びにそのメカニズム解明の一端を担えたと言える。

最後に、今後の課題と展望を述べる。本研究の第5章で行った擬似温暖化実験での解析は、定性的な解析に留まっている。今後、雲のコア底面に限らず、雲のコア全体に吸い込まれる水蒸気量を定量的に見積もり、降雨強度との定量的な関係を示すことが求められる。また、雲のコアでの雲物理過程の将来変化（たとえば生成される凝結粒子の種類の割合の将来変化）の有無についても解析するべきである。定量的な解析及び雲物理というより小さいスケールの解析を統合的にすることにより、単独積乱雲の降雨強度の将来変化がsuper Clausius-Clapeyron scalingを示すメカニズムに対してより精緻な答えを導き出すことができると考えている。

また、本研究第6章で着目した大気潜在不安定度指標とゲリラ豪雨の発生・非発生の対応に関しては、「潜在不安定度がある程度高いこと」かつ「中下層の水蒸気飽和度がある程度高いこと」がゲリラ豪雨発生の必要条件であることが示唆されたものの、十分条件ではない。新たな視点を導入し、ゲリラ豪雨の発生・非発生を環境場の情報のみでより精緻に決定することが求められる。

以上を、本研究の結論とする。

謝 辞

本研究は、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」において出力されたデータ及び気象庁非静力学モデルを使用して行われました。深く御礼申し上げます。

参考文献

- 気象庁予報部 (2003) : 気象庁非静力学モデル, 数値予報課報告・別冊第49号.
- 国土交通省 水管理・国土保全局 (2017) : 水害レポート 2017
- 国土交通省 水管理・国土保全局 (2018) : 水害レポート 2018
- 土木学会 都賀川水難事故調査団 (2009) : 都賀川水難事故調査について, 平成20年度河川災害に関するシンポジウム.
- 中北英一 (2018) : ゲリラ豪雨の早期探知・危険性予測とメカニズム解明 (特集 集中豪雨・浸水氾濫), ながれ: 日本流体力学会誌 = *Nagare: journal of Japan Society of Fluid Mechanics*, 37(1), 3-10.
- 中北英一・小坂田ゆかり (2018) : 気候変動に伴う梅雨期集中豪雨と大気場の将来変化に関するマルチスケール解析, 土木学会論文集B1 (水工学) Vol. 74, No. 5, pp. I_139-I_144.
- 中北英一・佐藤悠人・山口弘誠 (2017b) : ゲリラ豪雨予測の高度化に向けた積乱雲の鉛直渦官生成メカニズムに関する研究, 京都大学防災研究所年報, Vol. 60 B, pp. 539-558.
- 中北英一・橋本郷志・森元啓太郎・小坂田ゆかり (2018a) : 気候変動に伴う大気安定化及び水蒸気浸潤がゲリラ豪雨生起頻度に及ぼす影響, 土木学会論文集B1 (水工学), Vol. 74, No. 5, I_25-I30.
- 中北英一・森元啓太郎・峠嘉哉 (2017a) : 5 km解像度領域気候モデルを用いたゲリラ豪雨生起頻度の将来変化推定, 土木学会論文集B1 (水工学), Vol. 73, No. 4, pp. I_133-138.
- 中北英一・森元啓太郎・野坂真也 (2018b) : マルチ解像度 RCM におけるゲリラ豪雨の再現特性の解析及び生起頻度の将来変化推定., 京都大学防災研究所年報, Vol. 61 B, pp. 479-499.
- 安田誠宏・安藤圭・森信人・間瀬肇 (2009) : 地球温暖化予測に基づく将来台風変化予測とその確率モデリング, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. 65, pp. 1281-1285.
- 吉崎正憲・加藤輝之 (2007) : 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, pp. 37-39.
- Bluestein, H. B. (1993): *Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems*, Oxford Univ. Press, pp. 431-448.
- IPCC (2013): *Climate change 2013: The Physical Science Basis Summary for Policymakers*.
- Kain, J. S., & Fritsch, J. M. (1993): Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, *The representation of cumulus convection in numerical models*, pp. 165-170. Boston, MA: American Meteorological Society.
- Kanada, S., Nakano, M., & Kato, T. (2012): Projections of future changes in precipitation and the vertical structure of the frontal zone during the Baiu season in the vicinity of Japan using a 5-km-mesh regional climate model. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II, 90, pp. 65-86.
- Kohonen, T. (1998): The self-organizing map. *Neurocomputing*, Vol. 21, pp. 1-6.
- Lenderink, G., & Van Meijgaard, E. (2008): Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, 1(8), pp. 511-514.
- Lenderink, G., Mok, H. Y., Lee, T. C., & Van Oldenborgh, G. J. (2011): Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones—Hong Kong and the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(9), pp. 3033-3041.
- Mizuta, R., Arakawa, O., Ose, T., Kusunoki, S., Endo, H., & Kitoh, A. (2014): Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes. *SOLA*, 10, pp. 167-171.
- Mizuta, R., Yoshimura, H., Murakami, H., Matsueda, M., Endo, H., Ose, T., Kamiguchi, K., Hosaka, M., Sugi, M., Yukimoto, S., Kusunoki, S., & Kitoh, A. (2012): Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II, 90, pp. 233-258.
- Mori, N., & Takemi, T. (2016): Impact assessment of coastal hazards due to future changes of tropical cyclones in the North Pacific Ocean. *Weather and Climate Extremes*, 11, pp. 53-69.
- Rayner, N. A. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., & Kaplan, A. (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14).
- Saito, K., Fujita, T., Yamada, Y., Ishida, J. I., Kumagai, Y., Aranami, K., Ohmori, S., Nagasawa, R., & Kato, T. (2006): The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Monthly Weather Review*, 134(4), pp. 1266-1298.
- Sasaki, H., Murata, A., Hanafusa, M., Oh'izumi, M., & Kurihara, K. (2011): Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested

within an atmosphere general circulation model. SOLA, 7, pp. 173-176.

Sugi, M., Noda, A., & Sato, N. (2002): Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. Journal of Meteorological Society of Japan, Vol. 80, pp. 249-272.

Sun, J., & Crook, N. A. (1997): Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. Journal of the Atmospheric Sciences, 54(12), pp. 1642-1661.

Takemi, T., Nomura, S., Oku, Y., & Ishikawa, H. (2012): A regional-scale evaluation of changes in environmental stability for summertime afternoon precipitation under global warming from super-high-resolution GCM simulations: a study for the case in the Kanto plain. Journal of Meteorological Society of Japan, Vol. 90 A, pp. 189-212.

Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., & Parsons, D. B. (2003): The changing character of precipitation. Bulletin of the American Meteorological Society, 84(9), pp. 1205-1218.

Weisman, M. L., & Rotunno, R. (2000): The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. Journal of the atmospheric sciences, 57(9), pp. 1452-1472.

Westra, S., Fowler, H. J., Evans, J. P., Alexander, L. V., Berg, P., Johnson, F., Kendon, E. J., Lenderink, G., & Roberts, N. M. (2014): Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. Reviews of Geophysics, 52(3), pp. 522-555.

付 録

SOMアルゴリズムの詳細

SOMは、入力層と競合層からなる教師なしのニューラルネットワークである。入力層は入力ベクトル x によって構成され、出力値を算出する競合層は入力ベクトルと同じ次元を持つ参照ベクトルが割り当てられたノードで構成される。Fig. Aに概念図を示す。Fig. Aは、分類したい入力ベクトル x をRGB値で表現された色 ($x = (R, G, B)$, $0 \leq R, G, B \leq 255$) とし、競合層 (SOMマップ) を2次元平面に配置した例である。

SOMのアルゴリズムは以下の①～④になっている。

- ① 競合層全ての参照ベクトル m_i (i : ノード番号) に乱数など入力ベクトルの特徴を強調した初期値を与える。

- ② 入力ベクトル x を各参照ベクトル m_i と比較し、ユークリッド距離が最小になるノード (勝者ノード c) を探索する。

- ③ ②で選択された勝者ノード c の参照ベクトル m_c とその近傍の参照ベクトル m_i を、後述する近傍関数 h_{ci} により入力ベクトル x の特徴に少し近づくよう修正する。

- ④ ②と③を繰り返す。

この一連の操作によって最終的には入力ベクトル x の代表的な特徴がSOMマップ上の各参照ベクトル m_i で表現され、位置的に近いノードは互いに類似した特徴を持ち、反対に遠いノードは互いに異なる性質を持つように組織化される。

③で各ノードの参照ベクトル m_i は以下のように近傍関数 h_{ci} によって修正される。

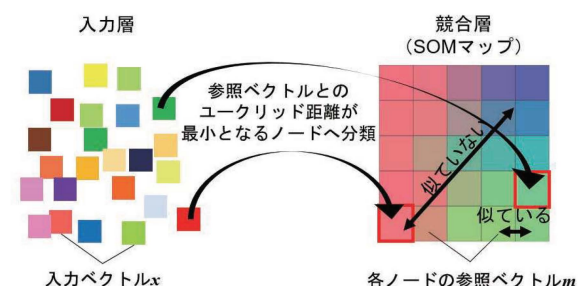


Fig. A Conceptual diagram of SOM. An example in which the input vector to be classified is "color represented by RGB value". In this example, each node of the competitive layer (SOM map) is placed on the two-dimensional plane (modified from Nakakita and Osakada, 2018).

$$m_i(t+1) = m_i(t) + h_{ci}(t, \|r_c - r_i\|) (x - m_i(t)), \quad (a)$$

$$h_{ci}(t, \|r_c - r_i\|) = \alpha(t) \exp\left(-\frac{\|r_c - r_i\|^2}{2\sigma^2(t)}\right). \quad (b)$$

ここで、 t は学習回数、 r_c , r_i はそれぞれ入力ベクトル x が分類されたノード c と任意のノード i の位置ベクトルを表す。

本研究では、近傍関数 h_{ci} として式(b)のように勝者ノード c の位置ベクトル r_c を中心としたガウス分布を与えている。 $\alpha(t)$ は t 回目の学習における学習率係数 ($0 < \alpha(t) < 1$) で、 $\sigma(t)$ は近傍半径、すなわち近傍関数 h_{ci} によって修正されるノード集合

の半径を示す。 $\alpha(t)$ と $\sigma(t)$ は、総学習回数を T とし、学習回数 t とともに小さくなるように次式で設定する。

$$\alpha(t) = \alpha(0) \frac{T-t}{T}, \quad (c)$$

$$\alpha(0) = 0.2, \quad (d)$$

$$\sigma(t+1) = 1 + (\sigma(t) - 1) \frac{T-t}{T}, \quad (e)$$

$$\sigma(0) = 5. \quad (f)$$

以上のような近傍関数 h_{ci} の特性から、勝者ノード c に近いノードの参照ベクトル m_i ほど修正量は大きくなるように学習が行われ、その修正の程度は学習回数 t とともに小さくなる。こうして総学習回数 T に達すると、入力ベクトル x によって学習された参照ベクトル m_i が得られる。逆に言えば、

この m_i が入力ベクトル x が取りうるパターンを表している。

本研究では、NHRCM05出力の各メッシュの鉛直気温差ベクトル x_{TLR} (式(22)) を入力ベクトルする。鉛直気温差ベクトル x_{TLR} は、現在気候・将来気候(c0)それぞれについて近畿地方1050グリッド×(31日×20年−降雨システム日の日数)の数だけ存在することになる。また、競合層(SOMマップ)として、15個のノードを1次元に並べた。さらに、総学習回数 $T = 1000$ とした。これらの入力ベクトル x_{TLR} を SOM アルゴリズムによって、15個のノードに分類した。

Fig. 8は、最終的に作成された全15ノードの参照ベクトル m_i ($1 \leq i \leq 15$) を表す。すなわち、現在気候・将来気候(c0)の鉛直気温差ベクトル x_{TLR} が、Fig. 8の15個のパターンに分類されたということである。

(論文受理日：2020年8月23日)