

R F - 0 6 1 Super-GCMの開発およびそれを用いた温暖化時のメソ気象現象変調に関する研究
 (2) 雲解像モデルを用いた雲物理量の確率分布に関する解析

名古屋大学地球水循環研究センター

篠田太郎

平成18～19年度合計予算額	4,494千円
(うち、平成19年度予算額	1,750千円)
※ 上記の合計予算額には、間接経費1,037千円を含む	

[要旨] 本サブテーマでは、熱帯海洋上で発達した対流システムを対象として、水平解像度が1 kmの雲解像モデルCReSSを用いて再現実験を行った結果から、対流システムの盛衰に対応した確率密度分布 (Probability Density Function: PDF) を示すパラメータ (総水量と液水温位から計算される保存量 s の標準偏差と歪度) の高度別の時間変化を示し、その物理的な解釈を行った。また、対流システムの盛衰を積雲質量フラックスや乱流運動エネルギーの値を用いて表現し、大気大循環モデル (GCM) における対流システムの盛衰と PDF を示すパラメータを関連づけて検討できることを示した。本サブテーマの解析成果は、並行して進められているサブテーマ(3)における GCM の大規模凝結過程の PDF を示すパラメータや雲量を予報変数とするスキームの結果を解釈する際に適用することができる。

[キーワード] 大気大循環モデル、雲解像モデル、大規模凝結過程、対流システム、確率密度分布

1. はじめに

現在のGCM では、例外なく雲・降水過程として大規模凝結過程が使用されている。このスキームでは、総水量 (水蒸気と凝結水量の総和: 水の保存量に相当する) と液水温位から計算される保存量 s (Bougeault 1981) が GCM 格子内で特定の確率密度分布 (LeTreut and Li 1991) をもつものとして表現されている。そして、GCMの格子毎に規定された確率密度分布から診断的に凝結水量と雲量が計算されている。

一方、近年、総水量や保存量 s の PDF を予報変数とするスキームも提唱されている (Tompkins 2002)。本研究課題のサブテーマ (3) でも GCM の大規模凝結過程において保存量 s の PDF を示すパラメータ (分散、歪度) や雲量を予報変数として計算する新たなスキームの開発が進められており、このスキームを実装したGCMのテストにおいては、従来型のスキームに比べて雲量、降水量や放射強制などの再現性が向上したことが示されている (渡部・江守 2007)。しかしながら、Klein et al. (2005) が実際の気象現象における総水量の PDF を示すパラメータを出力しているものの、実際の気象現象において保存量 s の PDF を示すパラメータがどのような値や時間変化を示すのかについての知見は得られていない。今後、PDF を示すパラメータを予報変数としたスキームの検証を行っていくためには、実際の気象現象において PDF を示すパラメータがどのような変化を示すのかについての理解が必要となる。

2. 研究目的

PDF を示すパラメータを予報変数としたスキームの検証のためには様々な気象現象を対象とした実験を行う必要がある。本サブテーマにおいてはその第1歩として、局地的な気象現象を再現できる雲解像モデルを用いて、熱帯海洋上で発生した対流システムの発達から成熟、衰退に至る過程において、保存量 s の PDF を示すパラメータの高度別の時間変化を検討し、その結果に対して物理的な解釈を加える。

3. 研究方法

本研究で対象とする対流システムは、2006年10月から12月にかけて熱帯インド洋上で実施された特別観測 Mismo (米山他 2007) 期間中の2006年11月22日にモルジブのガン島に設置されたレーダで観測されたものである。対流システムは下層の南東風の前面に南西から北東方向に組織化された線状降水帯として観測された。

本研究では、ガン島レーダで観測された対流システムを再現するために、名古屋大学地球水循環研究センターで開発中の雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS: Tsuboki and Sakakibara 2002) を用いる。最初に気象庁 (気象業務支援センター) より配信される Global Spectral Model (GSM) の2006年11月21日12Zのデータを初期値、以降の6時間毎のデータを境界値として東経60~90度、南緯10~北緯15度の領域で水平解像度 20 kmの領域モデル MM5 を用いて計算を行なう。この MM5 の計算結果うち、2006年11月21日21Zのデータを初期値、以降の1時間毎の各時刻のデータを境界値として東経68~83度、南緯4~北緯6度の領域で水平解像度5 kmの CReSS (以下、CReSS-5km と呼ぶ) を用いて計算を行なう。そして最終的に、CReSS-5km の結果を初期値・境界値として、ガン島レーダ (東経73.15度、南緯0.70度) を中心とする東西320 km×南北330 kmの領域を対象として、水平解像度1 kmの CReSS (以下、CReSS-1km) により計算した結果を用いて、以後の PDF や積雲質量フラックスの議論を行う。CReSS のシミュレーションは冷たい雨のパラメタリゼーションを用いており、雲氷の沈降の効果 (落下速度は 0.1 m/s) を新たに導入した。

CReSS-1km の計算領域はほぼ T42 の GCM の水平解像度 (およそ2.8度) に相当するので、CReSS-1km の各格子の総水量、液水温位の値から保存量 s を計算し、高度毎に s に対する標準偏差 (分散)、歪度や雲量を計算した。GCM における総水量の計算方法に合わせて、CReSS の計算結果における水蒸気、雲水、雲氷と雪の混合比の総和を総水量とした。また、雲水、雲氷と雪の混合比の総和 (以下、雲粒子と呼ぶ) が 1.0×10^{-4} kg/kg を超える格子を雲として、高度毎に雲の格子数と全格子数の割合を雲量とした。さらに、積雲質量フラックス、乱流運動エネルギー (TKE) など GCM で対流システムを表現する際に計算されるパラメータについても出力を行なった。これらの値について時間高度断面図を作成し、対流システムの盛衰に対応して物理的な解釈を加えた。

4. 結果・考察

(1) 再現された降水システムの時間変化

レーダ観測で得られた南西-北東方向の走向をもつ対流システムを CReSS-1km の実験で再現することができた。計算開始から8時間後 (05 UTC) に最初の降水を伴う深い対流雲が発生し、その後多くの深い対流雲が形成された。図1aに計算開始から11時間後 (08 UTC) の高度 5.301 km

における降水粒子（雨+雪+霰）の混合比（色）と雲域（コンター）の水平断面図を示す。この時点ではセル状の強い降水域（対流域）が線状に並んで形成されている一方、弱い降水域（層状域）はほとんど見られない。これらの結果より、この時刻は後に発達した対流システムの「発達期」に対応していると考えられる。

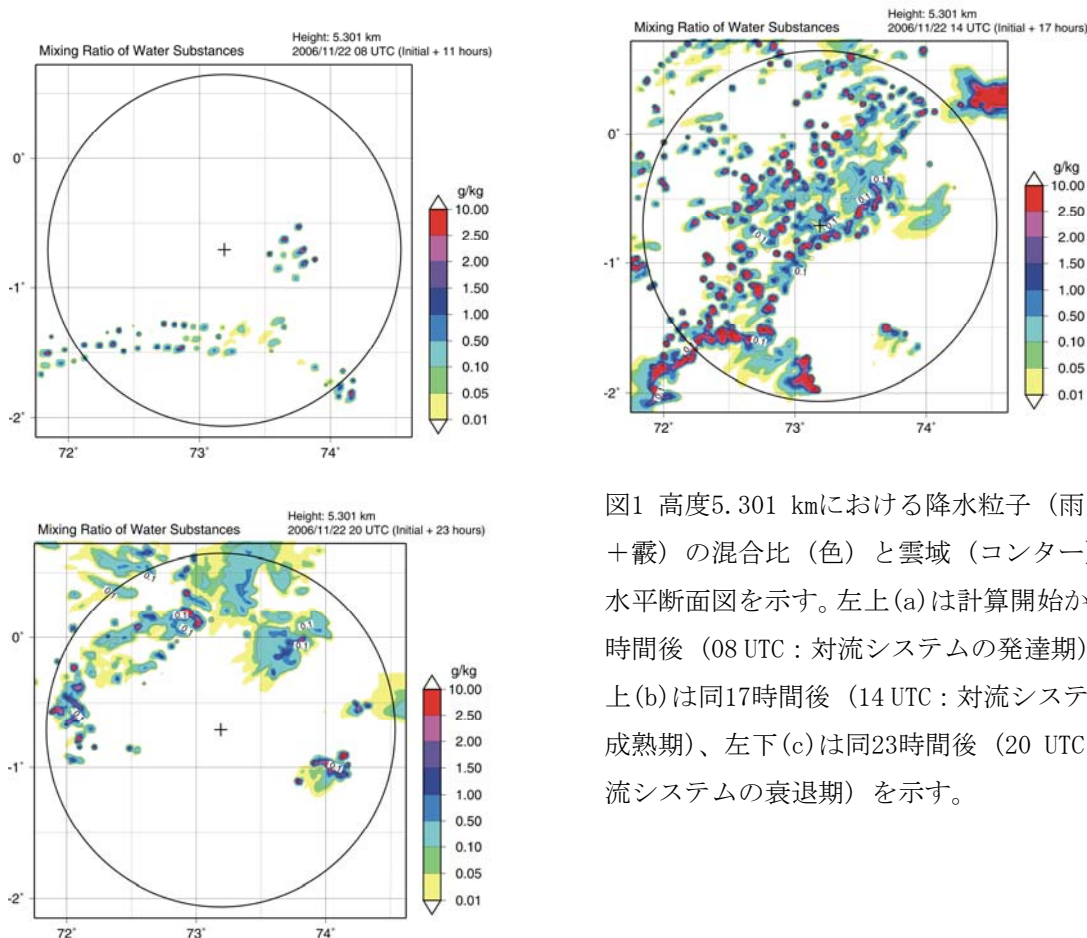


図1 高度5.301 kmにおける降水粒子（雨+雪+霰）の混合比（色）と雲域（コンター）の水平断面図を示す。左上(a)は計算開始から11時間後（08 UTC：対流システムの発達期）、右上(b)は同17時間後（14 UTC：対流システムの成熟期）、左下(c)は同23時間後（20 UTC：対流システムの衰退期）を示す。

図1bに計算開始から17時間後（14 UTC）の同高度の降水粒子の混合比と雲域の水平断面図を示す。この時点では対流域が引き続いて発達している一方で、対流域の周囲に層状域も形成されている。対流雲は南西-北東の走向に並んで形成されており、レーダ観測の結果と一致している。また、高度6~12 kmには層状域が対流域の南東側に広がり始めていた（図略）。これらの結果より、この時刻は対流システムの「成熟期」に対応していると考えられる。しかしながら、数値実験の結果における対流システムの位置はレーダ観測の位置に比べて3時間程度先行しており、この点の再現性にはまだ問題を残した。

図1cに計算開始から23時間後（20 UTC）の水平断面図を示す。この時刻になると対流域は非常に小さくなり、層状域が広く広がる。高度6~12 kmにはより広い層状域が形成されている一方で、高度4 km以下ではほとんどが弱い降水域となっている（図略）ことから、この時刻は対流システムの「衰退期」に対応していると考えられる。

この様な対流システムの時間変化は、先行研究で示されている典型的な対流システムの時間変

化と良く一致しているので、この再現実験で示されたケースを対象として保存量 s の PDF を示すパラメータ（標準偏差、歪度）と雲量、積雲質量フラックス、乱流運動エネルギーの高度分布の時間変化を出力していく。また、解析に際して、水平断面図の時間変化を考慮して、対流システムの発達期を06～11 UTC、成熟期を11～17 UTC、衰退期を17～24 UTCとする。

（2）保存量 s の標準偏差と歪度の高度分布の時間変化と結果に対する解釈

図2に計算領域全体で平均した雲粒子の混合比、保存量 s の標準偏差と歪度の時間高度断面図を示す。対流システムの発達期には全層で雲粒子の混合比が増加している。対流システムの成熟期になると、融解層高度（およそ5 km）以上では、雲粒子の混合比が増加しているものの、融解層高度以下ではその値に大きな変化はない。対流システムの衰退期には全層で雲粒子の混合比は減少に転じているが、融解層高度以下で特に減少の割合が大きい。

対流システムの盛衰に対応して、保存量 s の標準偏差、歪度も変化している。標準偏差は対流システムの発達期から成熟期にかけて全層で徐々に大きくなっている。対流システムの発達により対流圏中上層への鉛直水輸送が活発化した結果、湿潤な上昇気流域と乾燥した下降気流域の混合比の差が大きくなることにより標準偏差が大きくなったと考えられる。一方、成熟期から衰退期にかけての標準偏差は、融解層高度以下では減少しているが、融解層高度以上ではほとんど変化せずに大きな値を維持している。成熟期以降、融解層高度以上では雲氷や雪により層状域（アンビル）が形成される。アンビル内部の雲氷や雪の落下速度は小さく、格子内の総水量の混合比はほとんど減少しないために融解層高度以上で標準偏差は大きな値を維持すると考えられる。

歪度は降水システムの発達期に全層で急激に大きな正の値に変化する。これは一部の格子点（狭い対流域）において大きな混合比が出現し、PDF は混合比の大きな側に裾が広がる形となることに起因すると考えられる。成熟期から衰退期にかけて、融解層高度以下で歪度の値は急激に減少し負の値にもなる。これは落下する雨滴によって雲水が捕捉され、総水量の混合比が大きな値をもつ格子が減少することにより、PDF は混合比の大きな側の裾がなくなる（結果的に混合比の小さな側に裾が広がる）形となることに起因すると考えられる。一方、融解層高度以上では、落下速度が小さい雲氷や雪が存在する格子が PDF を混合比の大きな側に裾が広がる形となるため、歪度が正の値を維持していると考えられる。

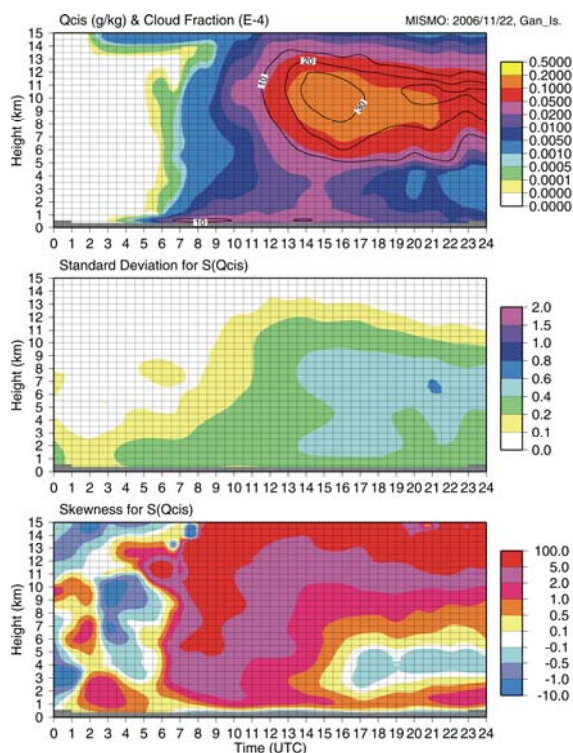


図2 計算領域全体で平均された雲粒子（雲水＋雲氷＋雪）の混合比の総和（上図）、保存量 s の標準偏差（中図）、保存量 s の歪度（下図）の時間高度断面図。

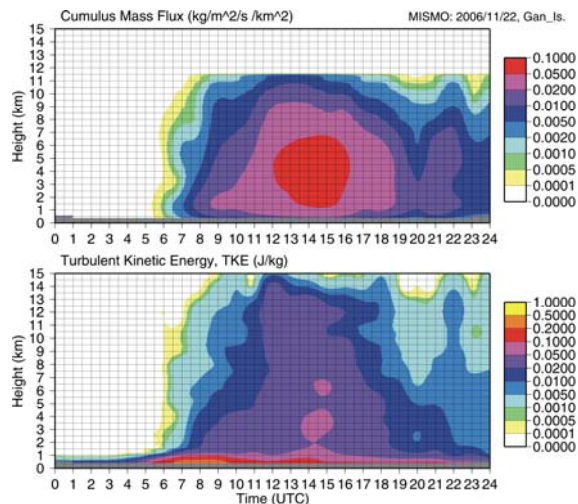


図3 計算領域全体で平均された積雲質量フラックス（上図）と乱流運動エネルギー（下図）の時間高度断面図。

（3）積雲質量フラックスと乱流運動エネルギーの高度分布の時間変化

GCMにおいて対流システムの盛衰を表現する適切なパラメータは、積雲質量フラックスや乱流運動エネルギーであると考えられる。図3に計算領域全体で平均された積雲質量フラックスと乱流運動エネルギーの時間高度断面図を示す。ここで、雲水が存在（閾値は 1.0×10^{-4} kg/kg 以上）し、かつ鉛直速度が 0.5 m/s 以上の領域が融解層高度以下を含む領域で高度 1.5 km以上にわたって連続して存在している領域を積雲と定義し、その積雲内の格子の密度と鉛直速度の積を各格子の積雲質量フラックスとして定義した。

対流システムの発達期から成熟期にかけては対流圏全層で積雲質量フラックス、乱流運動エネルギーともに増加している。一方、対流システムの成熟期から衰退期にかけては、全層で積雲質量フラックス、乱流運動エネルギーともに減少している。これらの値は対流システム内部の対流雲内の上昇流の強さを反映していると考えられる。積雲質量フラックスの最大値は、発達期には高度 2 km付近（対流圏下層）に位置しているが、成熟期には高度 5 km付近の対流圏中層にまで上昇する。一方、乱流運動エネルギーは対流圏下層（高度 2 km以下）の大気境界層内で特に大きな値を示しているが、対流システムの発達とともに対流圏の中層や上層においてもある程度の大きさの値となる。GCMにおける対流システムの盛衰は積雲質量フラックスを用いて表現することができる。大規模凝結過程のPDFを示すパラメータや雲量を予報変数とするスキームを用いたGCMにおいても、積雲質量フラックスを参照することにより対流システムの盛衰に伴うPDFを示すパラメータの検討を行うことが可能になると考えられる。

(4) 今後の研究課題

本研究で示された PDF を示すパラメータ（標準偏差、歪度）が実際の現象を反映しているかどうかを確認するためには、再現された対流システムの精度を検証する必要がある。対流システムの精度はモルジブのガン島（モデル領域の中央）に設置されたドップラーレーダや静止衛星（METEOSAT）の赤外輝度温度、ガン島に設置されている地上気象観測装置などの結果を用いて行うことが可能である。再現実験の精度の評価は、今後進めていく予定である。

また、本報告書では詳しく記述していないが、上層雲の雲量の算出も行った。GCM において雲量は凝結水量の値から規定された式を用いて決定されるが、雲解像モデルでは雲に関係する量（本研究では雲水＋雲氷＋雪の混合比が閾値 1.0×10^{-4} kg/kg を超える格子を雲とした）を直接規定することができる。しかしながら、上層雲（氷雲）の雲量については、この閾値の値によって同じ計算結果においても雲量の値が 30～90%という広い幅で変わることが示された。メソ降水系の研究者にとっては、これまで雲量を規定する必要性が小さかったためにきちんとした定義が確立されていない。今後、上層雲の雲量を規定する際の適切な閾値について、巻雲についての観測的な研究を行っている研究者と議論を行うなどして、検討していく必要がある。

また、本研究ではただ一つの対流システムを対象として PDF を示すパラメータの時間変化を検討した。この PDF を示すパラメータの時間変化が一般的なものであるかについては今後の最大の検討課題である。まずは熱帯域を対象として、多くの対流システムを対象とした再現実験を行い、様々な大気環境場における対流システムの物理過程と PDF を示すパラメータの時間変化をきちんと関連づける必要がある。また、中緯度における総観規模擾乱や台風の通過時の PDF を示すパラメータの時間変化についても検討を加えていく必要がある。GCM の大規模凝結過程は全球規模で使用されるため、様々な地域における対流システムを含む気象現象を対象とした再現実験を行い、PDF を示すパラメータの時間変化を検討する必要がある。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

本研究では、熱帯海洋上において発達した降水システムを対象として、水平解像度が1kmの雲解像モデル CReSS を用いて対流システムの再現実験を行った。CReSS により再現された対流システムは、発達した時刻が3時間ほどずれていたものの、南西-北東方向に線状に対流域が並ぶ構造や層状域の広がりなどを良く再現していた。

この実験結果を用いて、対流システムの時間変化に対応した PDF を示すパラメータ（標準偏差、歪度）の高度別の時間変化を示した。対流システムの発達期においては、標準偏差は全層で大きくなり、歪度は全層で急激に大きな正の値に変化した。対流システムの成熟期においては、標準偏差は引き続き全層で大きくなる。歪度は融解層高度以下で急激に減少して0に近づく一方で、融解層高度以上で大きな正の値を維持した。対流システムの衰退期においては、標準偏差は融解層高度以下で緩やかに減少する一方、融解層高度以上では大きな値を維持した。歪度は融解層高度以下では小さな値（0から負値）を維持する一方、融解層高度以上では大きな正の値を維持した。標準偏差や歪度についてのこれらの変化を対流システムの盛衰と関連づけて解釈することができた。

また、対流システムの時間変化を積雲質量フラックスや乱流運動エネルギーの時間変化を用いて表現できることも示した。積雲質量フラックスは GCM において対流システムの盛衰を表現できるパラメータであると考えられる。GCM の大規模凝結過程の予報スキームにおいても、積雲質量フラックスを参照することによって対流システムの盛衰に伴う PDF を示すパラメータの検討を行うことが可能になると考えられる。

(2) 地球環境政策への貢献

本研究の解析結果をそのまま地球環境政策に反映させる事は難しい。しかしながら、本研究の解析成果は、並行して進められているサブテーマ(1)における GCM の大規模凝結過程の PDF を示すパラメータや雲量を予報変数とするスキームの結果を解釈する際に用いることができる。これらの検討を通じて GCM の雲スキームが改良される事により、GCM を用いた予測精度の向上につながり、地球環境政策への貢献を行うことが出来ると期待できる。その意味では、今回示した PDF を示すパラメータの結果は一つの例にすぎないので、今後、様々なケースにおける PDF を示すパラメータの出力を行い、その物理的な解釈をきちんと加えていく必要がある。

6. 引用文献

- (1)Bougeault, P., 1981: Modeling the trade-cumulus boundary layer. Part I: Testing the ensemble cloud relations against numerical data. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2414-2428.
- (2)LeTreut, H., and Z.-X. Li, 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud

- optical properties. *Clim. Dyn.*, **5**, 175-187.
- (3) Klein, S., R. Pincus, C. Hannay, and K.-M. Xu, 2005: How might a statistical cloud scheme be coupled to a mass-flux convection scheme? *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005017.
- (4) Tompkins, A. M., 2002: A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1917-1942.
- (5) Tsuboki, K. and A. Sakakibara, 2002: Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator. H. P. Zima and et al., Eds., High Performance Computing, Springer, 243-259.
- (6) 米山邦夫・安永数明・勝俣昌己・城岡竜一・山田広幸・佐藤尚毅・清木亜矢子・藤田実季子・牛山朋来・茂木耕作・横山千恵・宮川知己・高藪縁・吉崎正憲, 2007: 2006年10-12月MISMO集中観測期間中の熱帯インド洋の大気場の特徴について, 日本気象学会2007年春季大会予稿集D456.
- (7) 渡部雅浩・江守正多, 2007: CCSR/NIES/FORGC AGCMにおけるPDF予報型雲スキームの開発, 日本気象学会2007年度秋季大会予稿集A215.

7. 国際共同研究等の状況

なし

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

〈論文 (査読あり)〉

なし

〈その他誌上発表 (査読なし)〉

なし

(2) 口頭発表 (学会)

- ① 篠田太郎・野村光春・加藤雅也・渡部雅浩, 2008: 「降水システムの盛衰に対応した雲物理量の確率密度分布の変化 ~ 雲解像モデルの結果を用いた解析 ~」日本気象学会2008年度春季大会P405.

(3) 出願特許

なし

(4) シンポジウム、セミナーの開催 (主催のもの)

なし

(5) マスコミ等への公表・報道等

なし

(6) その他

なし