# 湿潤対流の自己集合化の発生に関する新たな臨界長さ

\*柳瀬友朗(理化学研究所;京都大学),西澤誠也(理化学研究所),三浦裕亮(東京大学), 竹見哲也(京都大学),富田浩文(理化学研究所)

## 1. はじめに

気候モデルにおける湿潤対流-大規模循環場相互作 用の表現は不確実性が大きく,基礎に立ち返りその理 解を深める必要がある(Stevens & Bony, 2013).近年,熱 帯大気の理想化とみなされる放射対流平衡(Radiative-Convective Equilibrium, RCE)の理想実験において発生す る対流の自己集合化(Convective Self-Aggregation, CSA) が注目され,現実気候における組織化した対流の役割 との関連においても盛んに議論されている(e.g., Bony et al., 2020; Holloway et al., 2017; Wing et al., 2019).

領域雲解像モデルを用いた RCE 実験は数多く行われ ているが, CSA 発生メカニズム,転じて RCE レジーム 決定メカニズム,は未解明である. CSA は計算領域サイ ズL がある閾値を超えた広領域(L>200-300 km)におい てのみ発生すると報告されている(Bretherton et al., 2005; Jeevanjee & Romps, 2013). 一方, CSA の発生は計算水平 格子幅 H にも依存し,低解像度(H>2000 m)においての み発生すると報告されている(Becker et al., 2018; Muller & Held, 2012, MH12). しかし,高解像度(H < 2000 m)な RCE 実験において,領域幅を十分に大きく設けた時に CSA が発生するかどうかは未知である.

本研究では、様々な H と L を用いた系統的な数値実 験により、CSA 発生の臨界長さを調べる.また、CSA 発 生メカニズムを議論する.

#### 2. 実験設定

数値実験には領域大気モデル SCALE-RM ver. 5.3.3(Nishizawa et al., 2015; Sato et al., 2015)をコリオリ 力なし条件のもと使用した.正方形型計算領域には二 重周期側面境界条件を課した.上端は高度 24 km とし, 下層ほど密に 64 層で分割した.物理過程として1モー メントバルク型雲微物理スキーム,Smagorinsky-Lilly型 乱流スキーム,バルク型地表スキーム,および広帯域 型放射スキームを用いた.海面温度は 300 K に固定し た.(なお実験設定は基本的に Tompkins and Craig (1998), Muller and Held (2012)を模擬している.詳細は Yanase et al. (2020)を参照されたい.)

以上の設定のもと、領域幅Lを96-960km,格子幅H を4000-500mの範囲で変えた一連のRCE実験を行っ た.積分時間は殆どの実験で40,50日間だが,H500L960 は計算資源制約上13日間である.これは完全に平衡状 態に至るには短いが,CSA発生の判定には十分である.

## 3. 結果

まず図1に示す通り, MH12 と同様に, 狭領域では水 平均一な水蒸気場が維持され, CSA が発生しないこと (H1000L96, H2000L96), また, ある領域幅においては高 解像度では発生しないが低解像度では水平不均一な水 蒸気場が形成され CSA が発生すること (H1000L384,



図1 6事例における可降水量の水平分布.20日目と積分最終日平均値.

図2 H-L パラメータ空間における RCE レ ジーム. 赤●(黒×)は集合(散在)レジーム. 矢 印はレジーム境界. 点線は MH12 の参照線.

H2000L384)を確認した. 続いて,高解像度であっても 十分広領域ならば CSA が発生すること(H1000L960)を 新たに発見した.

次に図2に示す通り, MH12 と同様に, CSA 発生の臨 界長さがH2000付近で急激に変化すること(レジーム境 界線 II, III と MH12 の参照線)を確認した.続いて, H2000より高解像度側で新たな臨界長さ約500km が存 在すること(レジーム境界線 I)を新たに発見した.

CSA 発生メカニズムに関して, 既往研究で次の2つの相反する過程が提示されている: ①湿潤域の降水蒸発による冷気プールが持つ,境界層水蒸気均一化・CSA抑制効果(Jeevanjee & Romps, 2013); ②乾燥域での放射により駆動される循環が持つ,境界層水蒸気不均一化・CSA 促進効果(Muller & Bony, 2015).

これらの過程を念頭に、大気下層における水蒸気輸 送効果を図3に示す.まず、いずれの実験においても、 湿潤域の地表付近に負の変化傾向、つまり水蒸気発散 に伴う乾燥化が存在する(例えば、最左列の青楕円).ま た,その乾燥域側に正の変化傾向,つまり水蒸気収束 に伴う湿潤化が対をなしている. これは湿潤域から乾 燥域に水蒸気が輸送されていること(青矢印)を意味し, ①の過程を反映している.なお、これは時計回り循環 としても見ることができる.この①に伴う水蒸気輸送 は、 散在レジームの事例においては、 乾燥域全体に及 ぶ (例えば, H1000L96, H1000L384). 一方, 集合レジー ムの事例においては、①に伴う水蒸気輸送とは別に、 乾燥域の地表付近に負の変化傾向が存在する (H1000L960 の赤楕円). これは乾燥域から湿潤域に水 蒸気が輸送されていること(赤矢印)を意味し、②の過 程を反映している. なお、これは反時計回り循環とし ても見ることができる.

### 4. 議論

以上の結果を踏まえ,我々は、②が①を上回る時と CSAが発生する、という仮説を提示する. つまり、領域 幅が小さいと①の CSA 抑制効果が卓越し CSA は発生 しないが、領域幅の増加に伴いモデルで表現される現 象の水平規模が増加することで、②の CSA 促進効果が 卓越し CSA が発生する. 地表付近の水平水蒸気輸送が 重要な役割を果たしていることを踏まえると, ①, ② それぞれの速度スケールによる比較ができると考えら れる.現象論的には、①の過程は冷気プールによって 担われるため、Tompkins and Craig (1998)に基づくと、そ の速度スケールは 2-5m/s である.一方, ②の代表速度 は、下降流域境界層内の質量保存則に基づき、水平規 模との比例関係が得られるため(e.g., Wing & Cronin, 2016)、数 100 km の空間規模において数 m/s になる. つ まり、それに相当する領域幅において、 ②が①を上回 ることができると定性的に理解できる.

また,臨界長さの急激変化も,低解像度での下層雲 量・放射冷却量の増大に伴う②の増幅,そして臨界長さ の減少として解釈できる.

謝辞 本研究は理研の大学院生リサーチ・アソシエイ ト制度の下での成果である.また理化学研究所「京」コ ンピュータ(Project ID: hp170323),京都大学学術情報メ ディアセンターおよび東京大学情報基盤センターのス ーパーコンピュータを利用した.

なお、誌上における掲載情報は以下の通りである.

Yanase, T., Nishizawa, S., Miura, H., Takemi, T., & Tomita, H. (2020). New critical length for the onset of self - aggregation of moist convection. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL088763. doi:10.1029/2020GL088763.



図3 6事例における水蒸気水平収束(シェード)と Bretherton et al. (2005)の有効流線関数(黒コンター). 各パネルの横軸は水平 48 km 四方区域平均可降水量の昇順ランク,縦軸は高度.