

熱帯の雲の日変化の数値実験

那須野 智江 (海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター)

1. はじめに

雲の日変化の再現は非静力学モデルにとって重要な課題の一つである。本研究では GEWEX Cloud System Study (GCSS) WG4 case4 で取り上げられた雲の日変化の数値実験 (<http://box.mmm.ucar.edu/gcss-wg4/gcss/case4.html>) を行い、モデルの物理過程の性能や分解能依存性を調査している。前回のワークショップでは、乱流スキームの性能と鉛直分解能依存性を中心に報告した。今回は、水平分解能や移流スキームの影響、3次元計算の結果も含めて報告し、雲の組織化の観点から考察を試みる。

2. モデルと実験の設定

実験ケースは Rondonia(Brazil) における TRMM/LBA field project 期間中 1999/02/23 の観測に基づき、早朝 (7:30 LT) から昼 (13:30) にかけての境界層の発達と浅い対流から深い対流への変遷過程を対象とする。この時期は下層西風期に当たり、メソスケール雲システムの組織化が弱く、日変化が明瞭に見られる。レーダー画像 (http://www.atd.ucar.edu/rsf/TRMM-LBA/quicklook/spol_trm.htm) からは日の出 (7:30) に残っていた夜間の雲が次第に消滅し (~9:30)、3h 後 (10:30) からエコーが見え始め、5h 後までに面積が拡大し、6h 後 (13:30) にはライン状 (NW-SE) に組織化したエコーの発達が確認できる。

比較実験では、今回は特に乱流過程・境界層過程に着目し、地表からの潜熱・顕熱フラックスと放射冷却率 (鉛直分布) については観測値 (水平一様・時系列データ) を用いた。本研究では気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (気象庁予報部 2003) を用い、乱流過程については 1.5 次の乱流運動エネルギークロージャーモデル (Deardorff 型) を適用した。移流スキームについては誤差補正を行う。表 1 に実験ケースの水平・鉛直分解能および計算領域を示す。側面境界では周期条件を用いた。

表 1: 実験ケースの次元・分解能と計算領域

case (dim)	dx (domain)	dz (levels)
1 (2D)	500m (250km)	30-300m (76)
2 (2D)	500m (250km)	60-750m (46)
3 (2D)	500m (250km)	300-600m (46)
4 (2D)	500m (250km)	20-125m (180)
5 (2D)	100m (100km)	20-125m (180)
6 (3D)	500m (150km)	30-300m (76)
7 (3D)	1km (300km)	30-300m (76)

3. 結果の概要

図 1 に 6h 後の 3 次元数値実験 (dx=500m) の結果を示す。環境風のシアの方向 (NW-SE) に並んだ上層雲 (等値線) とコールドプール (影) が再現されている。深い雲域の間隔は 20~50km 程度で観測と整合的である。上層雲はコールドプールの NW (上層風の風下) 側に位置し、時間を追ってみると下層雲の

SE (下層風の風下) 方向伝播が目立つ。(環境風が下層東風の時期にはスコールラインタイプの雲システムの出現頻度が高いこととの対比は興味深い。)

pt-ptave(z=100m) 3D dx=500m, 360min

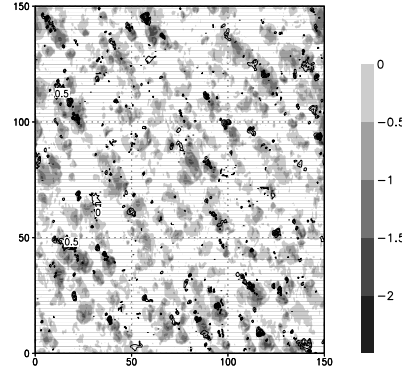


図 1. 3次元数値実験 (case6) の結果 (t=6h).
影: 温位偏差 (z=100m), 等値線: 雲・霰 (z=8km).

図 2 は雲量と Liquid Water Path (領域平均値) の時間発展図である。全ての実験ケースにおいて境界層内の浅い雲の形成と深い対流への発達を得られた。時間変化も概ね観測と一致するが、雲の発生タイミングにはばらつきが見られ、特に水平分解能による違いが大きい (左図)。

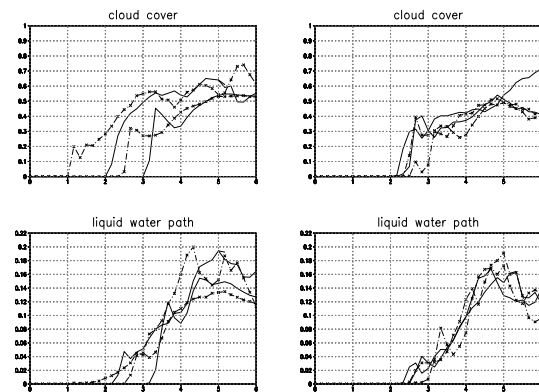


図 2. 雲量 (上) と Liquid Water Path (下) の時間変化.
左図: 2D (太線); dx=100m (x 印), 500m (実線).
3D (細線); dx=500m (x 印), 1km (実線).
右図: case1 (太線, x), 2 (細実線), 3 (細 x 印), 4 (太実線).

4. 分解能依存性

水平分解能依存性については、2D, 3D とも高分解能 (x 印) の方が雲の発生が早い (図 2 左)。ただし、3h 以降雲量が増え始めてからの違いは小さく、雲域の幅や雲頂高度、持続時間など (図略) にも依存性はあまり見られない。このことから、浅い雲には高い分解能 (少なくとも 100 m) が必要であるが深い対流は

500m 程度の分解能で妥当に表現できることが示唆される。

鉛直分解能については、粗い解像度では雲の発生時刻に若干の遅れが見られる (図 2 右) 他、雲の組織化において有意な影響が見られた。図 3 に case4(180L) と 3(46L) の総凝結水量 (13:00) と上層 ($z=8\text{km}$) および下層 ($z=1.2\text{km}$) の雲物理量の時間変化 (11:00-13:30) を示す。高分解能の方が背の高い雲の周辺に雲が密に分布し (上図)、背の高い雲は下層風の風上 (左) 側で新たな雲を作りながら 1.5 時間以上持続する (下図)。低分解能でも深い雲は発達するが、特に下層が粗い場合は層全体が飽和するまでに時間がかかるため下層雲の組織的な発生が起こりにくく、成長しないまま風下 (右) 方向に流されるものが多い。

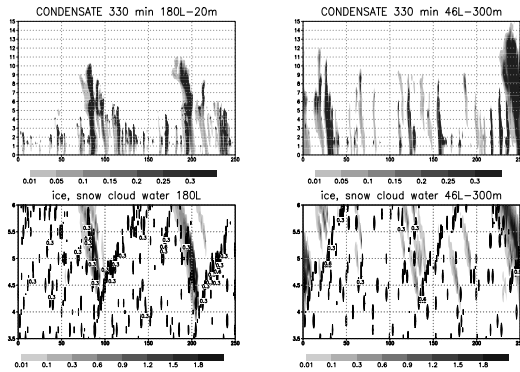


図 3. (上) 総凝結水量の鉛直分布 (13:00). (下) (雪+霰) 量 ($z=8\text{km}$; 影) と雲水量 ($z=1.2\text{km}$; 等値線) の時間変化 (11:00-13:30). case4(左),3(右).

5. 雲の組織化

雲の組織化に対する鉛直分解能依存性についてより長期的な影響を調べるため、case1-4 について放射と海面フラックスを 6h の値に固定し、6h の延長計算を行った。その結果、いずれのケースについても強いコールドプール (-3K) を伴うよく組織化した雲 (寿命 $\sim 3\text{h}$) の発達 (1 か所) が見られた。

図 4 に下層の温位・水蒸気偏差の時間変化 (case4) を示す。よく発達する雲は前の雲に伴う湿潤域で発生し易く ($x=170\text{km}, 450\text{min}$; $x=90\text{km}, 510\text{min}$)、これによる下層冷却は 2h 以上持続する。水蒸気偏差の方は雲の直下では直ちに乾燥化するが、下層雲に伴う湿潤域は両側に伝播しコールドプールの消滅後も持続する。湿潤偏差は下層風の風上 (左) 側で大きく左側で特に深い雲が持続することと整合的である。

また、雲の成長や被覆面積の表現において、移流スキームの影響も無視できないことが分かった。移流の

誤差補正を行わない計算の結果を図 5 に示す。図 3 に比べ雲の面積が過剰になり、特に分解能が粗い場合に影響が大きいことが分かる。

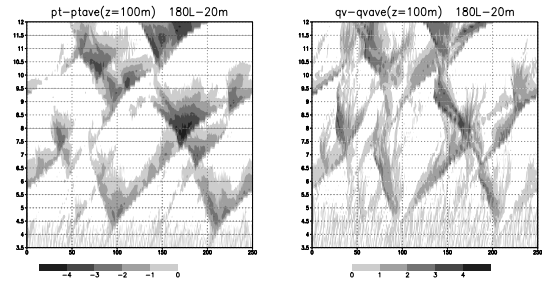


図 4. case4 における延長実験の結果. $z=100\text{m}$ における温位 (左)・水蒸気 (右) の領域平均値からの偏差.

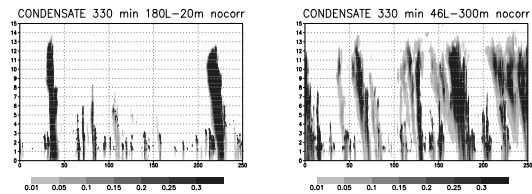


図 5. 移流補正を行わない計算. 図 3 (上) に対応.

6. まとめ

非静力学モデルにおいて標準的な乱流モデルを用いた場合でも 500m 程度の水平分解能があれば雲の日変化をある程度表現できることが分かった。これは、GCSS モデル比較実験の主な結論の一つでもある (Grabowski et al. 2004)。分解能については $dx\sim 1\text{km}, dz\sim 50\text{m}$ (下層), 300m (上層) 程度であれば深い雲や平衡状態の表現にはほぼ問題ないと思われるが、浅い雲の発生や成長過程については顕著な依存性が見られ、より詳細な検討が必要である。浅い雲については、今後地表面過程や放射過程などとの関連の調査や、LES を用いた結果との比較も行いたい。

謝辞

数値モデルは気象庁より貸与いただいた。

参考文献

Grabowski, W.W. et al., 2005: Daytime convective development over land: a model intercomparison based on LBA observations. *submitted to Q. J. R. Meteorol. Soc.*

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.