

熱帯雲システムの乱層雲内鉛直流に関する数値実験

*西 憲敬¹・安永 数明²・山本 真之³

(1:京都大院・理 2:IORGC/JAMSTEC 3:京都大・生存圏)

1. はじめに

熱帯域で広くみられるメソスケール積雲クラスターにおける乱層雲中の鉛直流分布を説明する数値実験を試みた。この雲システムは主に対流性降水領域、層状性降水領域、および巻雲部分に分けて考えられることが多い。層状性降水領域でみられる継続的な穏やかな雨は、主に乱層雲からの降水だと考えられる。この降水は、単に対流性降水域を形成する積乱雲などからの凝結物が流出したものだけではなく、その場での活発な潜熱解放による凝結物の生成・成長によって支えられており、その結果熱帯全降水の 40%もの降水が生成されているとみられる(Schumacher and Houze 2003)。

乱層雲中で潜熱が解放される過程は実はかなり多岐に及んでいる。水と氷が共存する状態における氷過飽和状態での昇華成長、シア中で浮力を失いつつも上昇しながら流れてくる積乱雲起源の対流(古いセル)の存在、種まき効果による過冷却水滴の氷結による主に雲底付近の局在加熱に由来するセル形成、主に対流部分で生成される重力波の上昇流位相による強制上昇に伴う昇華・凝結などがその代表的なものである。しかし、氷過程のメソスケール実験での扱いが難しいことなどが災いし、実際にどの過程が乱層雲からの降水に重要であるかは定量的にわかっているとはいえない。

VHF レーダーは、雲の内外にかかわらず鉛直流を直接観測できる。我々は、乱層雲内の鉛直流分布を調べることによって、潜熱解放機構に重要な示唆が得られると考えている。Nishi et al. (2007)は、赤道大気レーダー(EAR)で鉛直流観測モードを適切に設定することにより、熱帯メソスケール降水システムの層状降水期間に、2-3 時間にわたって乱層雲内の広い高度範囲で $0-40\text{cm s}^{-1}$ の弱い上昇流が継続している事例をいくつか観測した。非常に精密な測定精度や時間・空間分解能で測定したにもかかわらず穏やかな上昇流が継続していたことが印象的で、この時の EAR の観測は時間分解能 3 分、高度分解能 150m、レーダービームの広がり高度 10km で水平に 400m 程度であった。

このような穏やかで継続的な上昇流がどのようにして形成されるかを知るために数値実験を行った。過去の降水系実験論文にも鉛直流の分布は示されているが、その多くは時間的・空間的に平均されたものであり、EAR 観測と比較できるような高分解な結果を示して、鉛直流変動について議論されたものはほとんどない。

2. モデル

実験には、数値モデル WRF/ARW ver.2.1 を用いる。計算領域は 300 x 300 x 22.8km、水平解像度は 600m、鉛直格子点数は 74、西太平洋における代表的雲クラスター観測時の風および温度プロファイルの水平一様場を初期値として計算を行う。凝結物はほぼ Rutledge and Hobbs(1984, JAS)に準拠して 5 種類に分類する。先にあげた上昇流生成の機構のうち、昇華成長によるメソスケール上昇は最も可能性が大きいと考えて、瞬間での相変化量を出力できるようにした。

3. 結果とまとめ

層状降水域での乱層雲の広がり大きな影響のある基本風の鉛直シアパターンをいろいろ変えながら実験を行った。しかし、乱層雲が大きく広がり弱い雨が継続的に降っている設定でも、穏やかな上昇流は容易には実現しなかった。Fig.1 は、深い対流雲が進行方向に垂直な線上に並んだその後方に、乱層雲が数十 km にわたって広がっている状況での鉛直分布を示している。Fig.1a は、システムの進行方向に垂直に(紙を横切る方向)5km, 30 分にわたり平均された値を示している。穏やかな上昇流($0-40\text{cm s}^{-1}$)が乱層雲領域($x = 110-150\text{ km}$, $z = 6-11\text{ km}$)で広範に存在するようにみえる。しかし、3 分平均のみで水平には平均を行わず EAR 観測と同じ分解能にしてみると(Fig.1b)、下降流や強い(1m s^{-1} 以上)上昇流が随所にみられ、観測でみられた穏やかな上昇流とはかなり様相が異なっている。

これらの実験では、卓越した重力波が時空間変動をもたらす大きな原因になっていた(Fig.2)。特に、10-20 分周期をもつごく短周期の重力波が大きな振幅をもっており、乱層雲領域をほぼ水平に後方へと伝播していく。さらに、シア中で傾きながら層状降水域に流れ込んでくるいわゆる古いセルによる約 1m s^{-1} の上昇流も次に目立つ変動生成理由である。これらの変動が抑制されれば、穏やかな上昇流は我々の実験でも再現できるかもしれない。水の相変化分布を解析してみると、正の潜熱解放は重力波の上昇流位相部分や古い対流セル内のみでしかみられていないことがわかった。層状降水域での主要な上昇流生成因とみられている一様な昇華成長に伴う広域で正となるような潜熱解放パターンはみとめられなかった。

一連の実験は、弱い降水領域での $10-40\text{cm s}^{-1}$ の弱い上昇流を平均的には容易に再現できたが、重力波が卓越しすぎることと古いセルが大きめの上昇流をひんぱんにもちこむために、EAR で観測されたような穏やかなパターンを生成できていない。重力波や積乱雲から流れ込んでくる古いセルを適切に再現できることが重要だと考えられる。

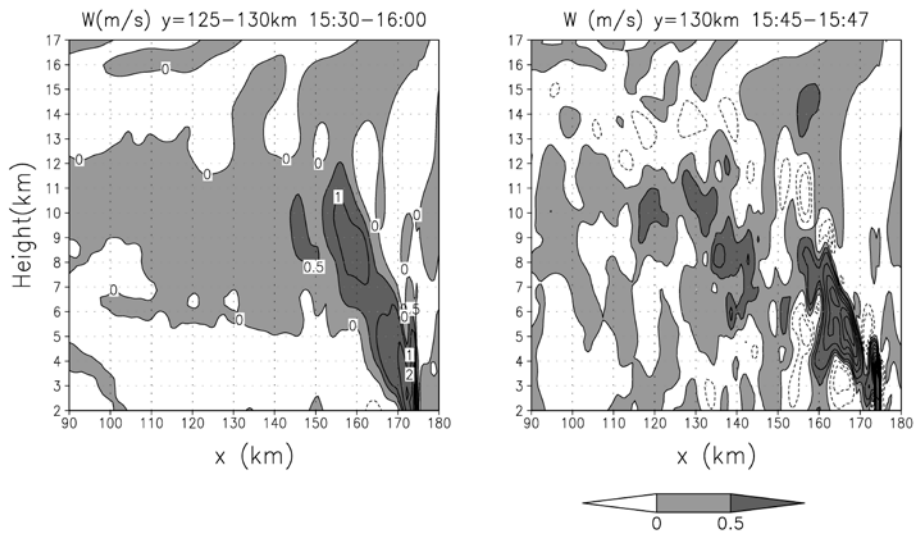


Fig.1: (a:左) システムの進行方向に直角な方向に5km、システムとともに動く座標系で1分ごとに30分間平均をとった鉛直流分布(m s^{-1})。図中右側に対流性部分、中央部に層状性部分が広がる。(b:右) モデルの格子(600m)での3分平均鉛直流分布。

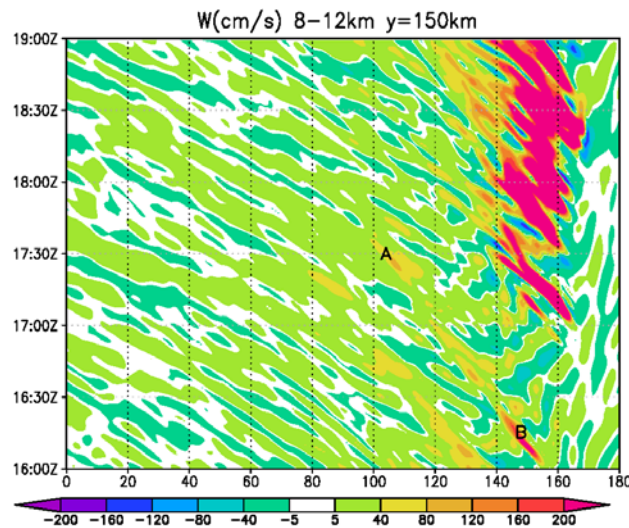


Fig.2: 高度 8-12km 平均の鉛直流(cm s^{-1})時間変化。メソシステムは図中右方へ進行している。横軸 80-160km 付近が層状降水領域でその右方に対流性降水がある。周期 10-20 分程度の重力波が後方に絶え間なく伝播している。やや遅い速度で後方に流れているのは(たとえば AB)、古いセルに伴う上昇流とみられる。

References

- Nishi, N., M. K. Yamamoto, T. Shimomai, A. Hamada, and S. Fukao, 2007: Fine structure of vertical motion in the stratiform precipitation region observed by a VHF Doppler radar installed in Sumatra, Indonesia. *J. Applied Meteor. Climatology*, **46**, 522--537.
- Rutledge, S.A., and P.V. Hobbs, 1984: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. XII: A Diagnostic Modeling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2949–2972.
- Schumacher, C. and R.A. Houze, Jr., 2003: Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar. *J. Climate*, **16**, 1739-1756.