

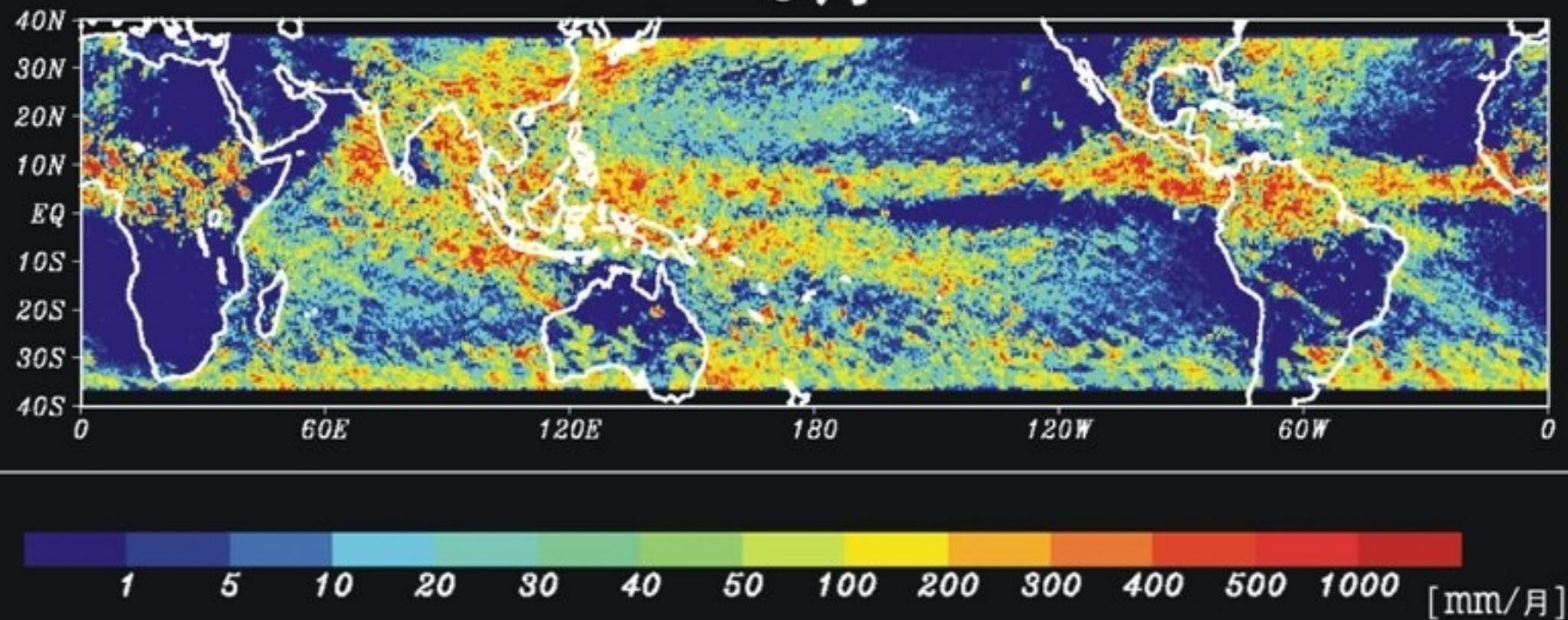
水蒸気輸送の観点からみた地球大気の積雲対流

篠田太郎

(名古屋大学 地球水循環研究センター 助教)

世界の降水分布(1998年6月:TRMMによる観測)

6月



TRMM Monthly Precipitation in 1998

- ・ ITCZ(赤道付近)、アジアモンスーン地域、寒帯前線(南半球)に伴う降水域が特徴
- ・ 亜熱帯域では降水が非常に少なくなっている。

ハドレー循環と貿易風逆転層

HADLEY CIRCULATION
SHOWING ITCZ FIREBOX-CONDENSATION
TRADE-WIND SOLAR COLLECTOR-EVAPORATION

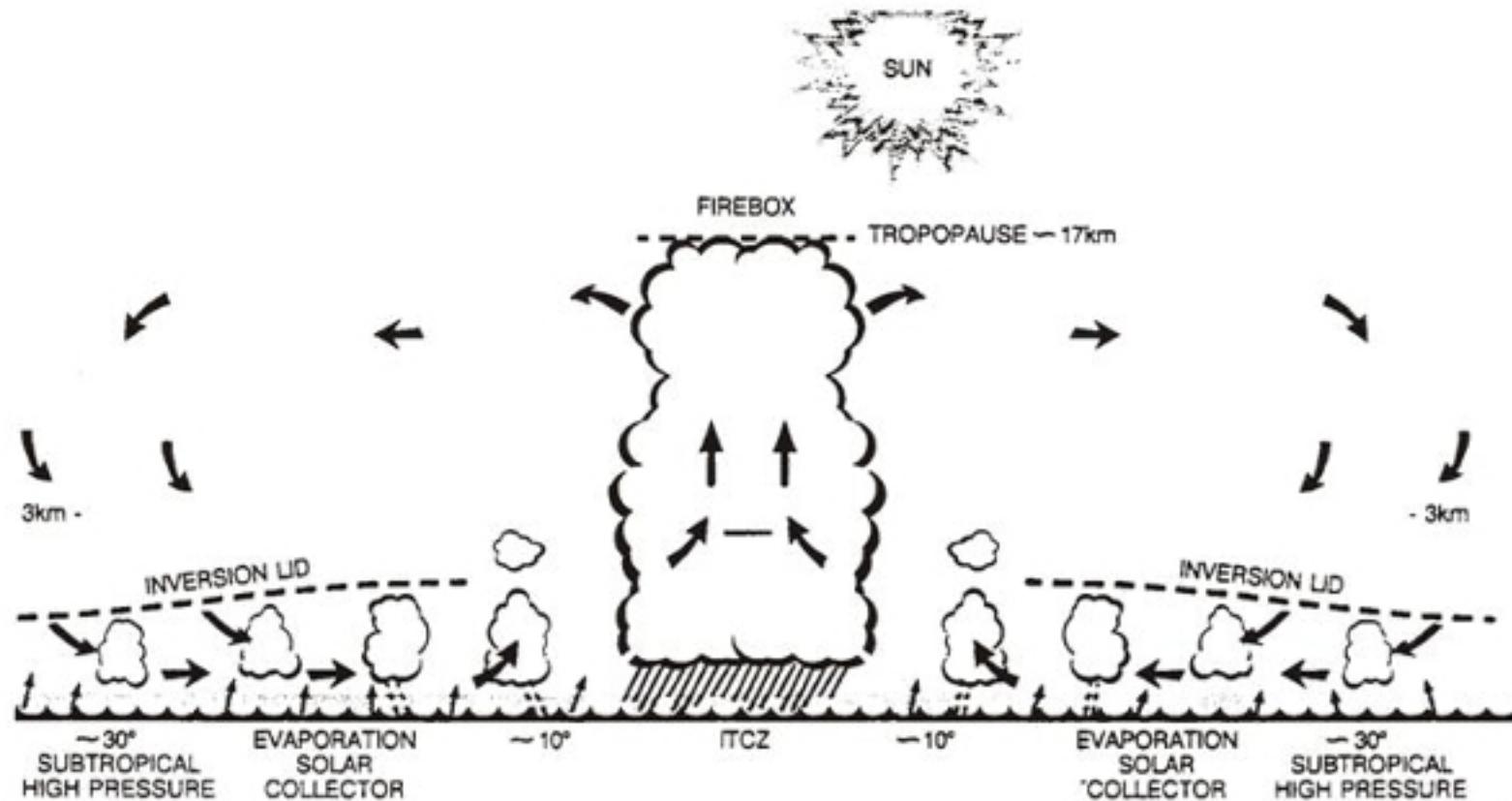


FIG. 1. Schematic north-south slice through the tropical atmosphere showing the towering rainclouds in the ITCZ "firebox" (not to scale). Arrows show the meridional Hadley circulation, whose upper branch transports some of the released heat energy poleward in both hemispheres (Simpson 1992).

Johnson et al. (1999)

- 熱帯収束帯(ITCZ) では深い(背が高い)積乱雲が発達
- ITCZ の南北では補償下降気流が存在(**高気圧場**)
- 対流圈下層では赤道に向かう気流となる → **貿易風**

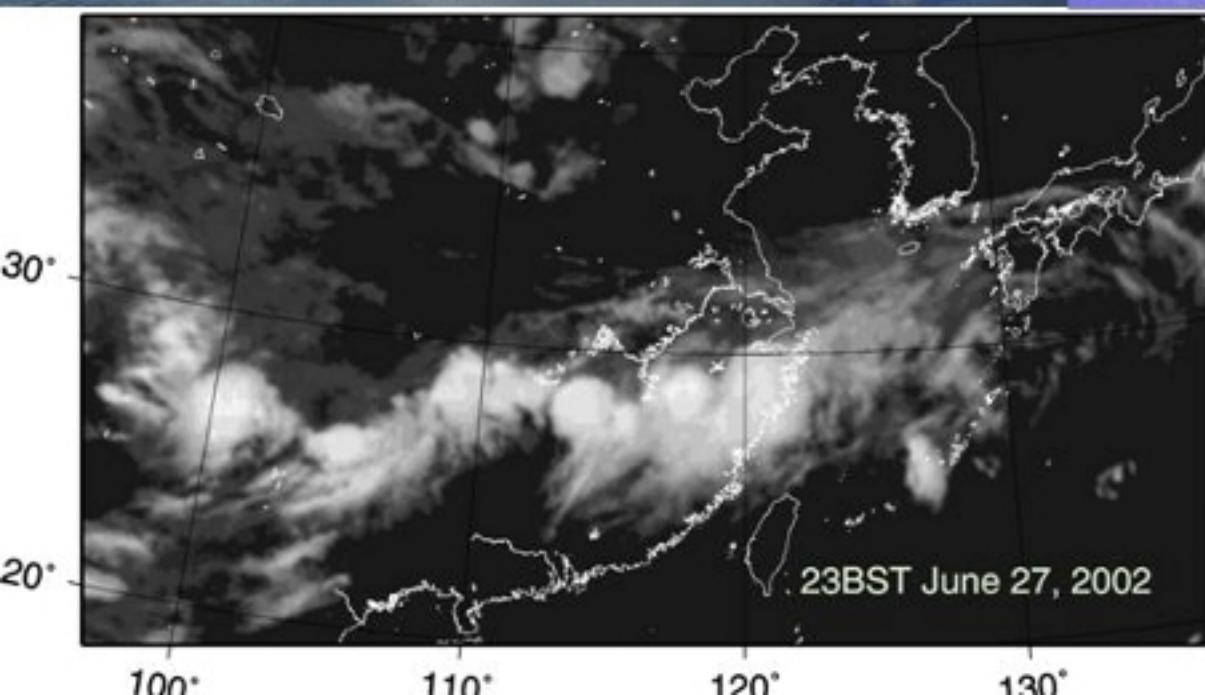
積雲・積乱雲・積乱雲群の水平スケール



積雲(水平スケール 500 m ~ 1 km)



積乱雲(水平スケール 5 ~ 20 km)



TBB(K)
270
260
250
240
230
220
210
200

←梅雨前線のGMSの画像
(2002年6月27日)より

雲クラスター
(水平スケール 200 ~ 1000 km)

GCMにおける積乱雲の効果の取り扱い

現象 << モデルの格子

大循環モデル(GCM)において
積乱雲($0 \sim 5-10$ km)

<< GCM格子スケール
($0 \sim 100-250$ km)

積乱雲の効果(熱・水蒸気の鉛直混合による再分配)をパラメタライズして表現しなければならない。

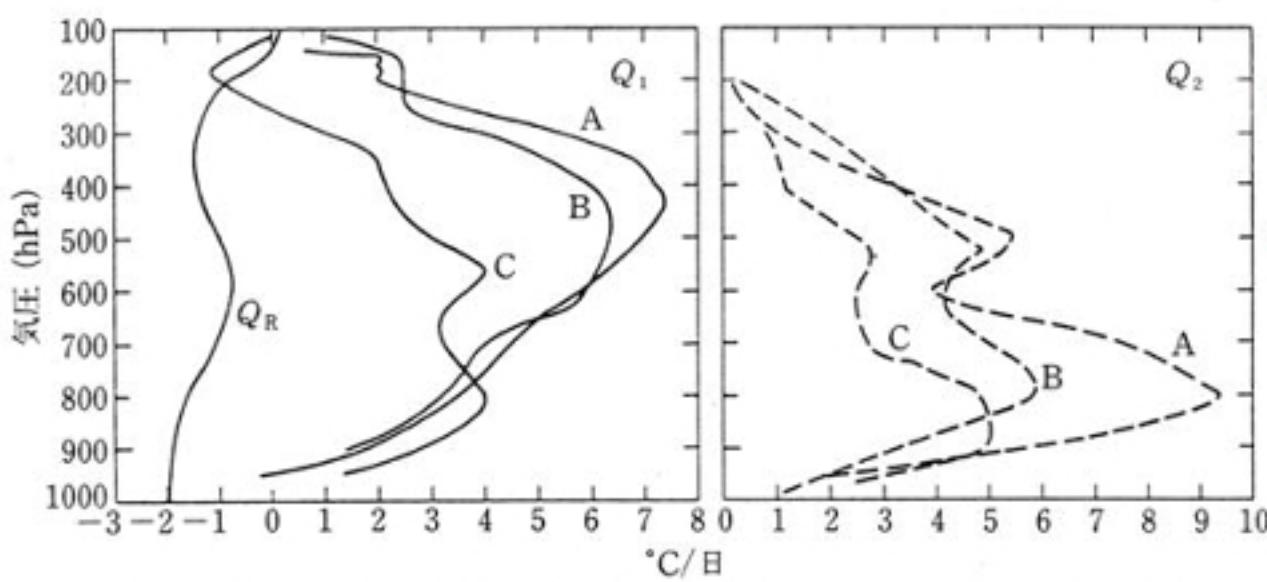
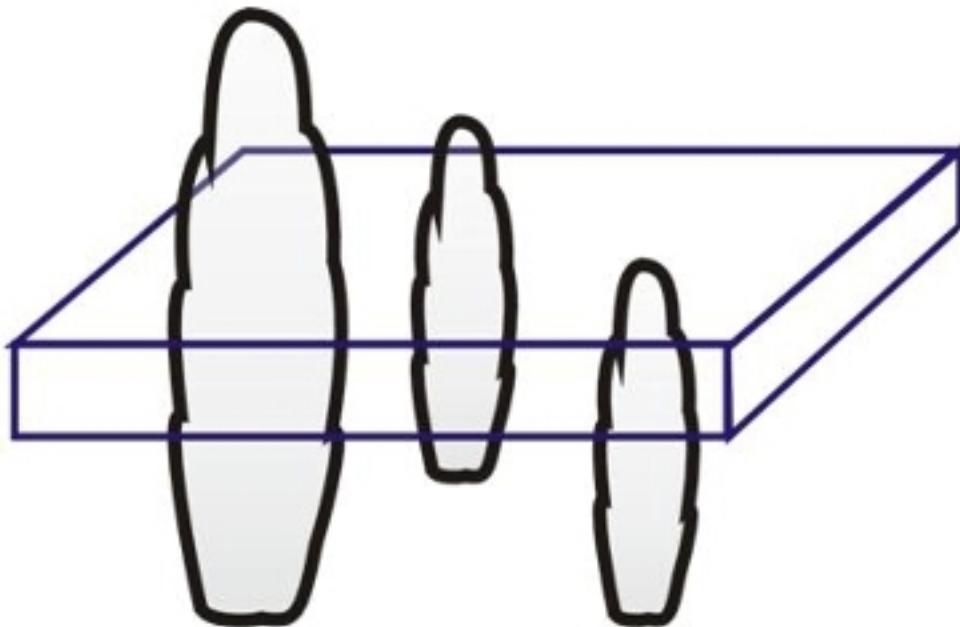
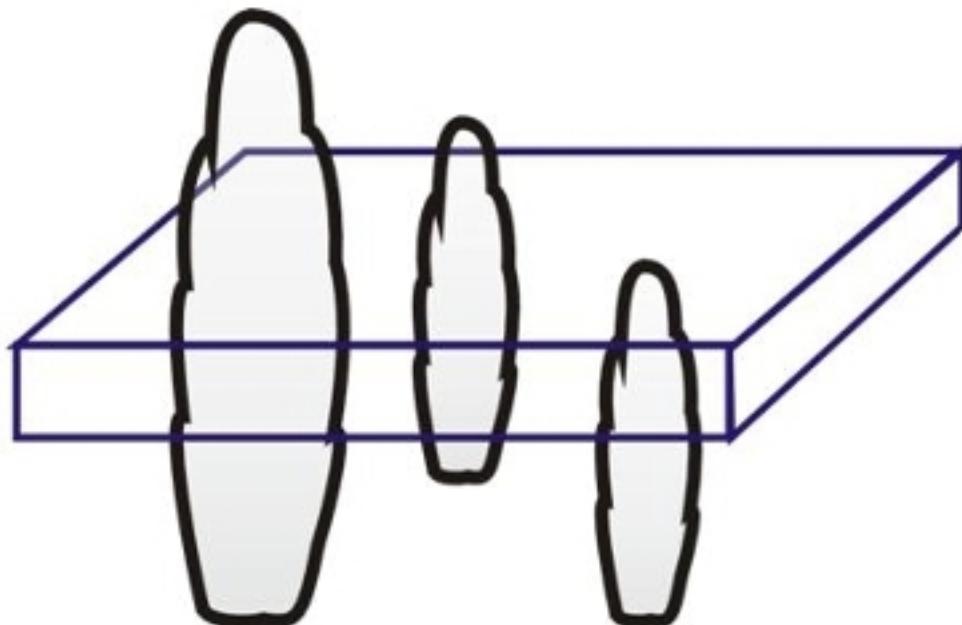


図 10.21 みかけの熱源 (Q_1) とみかけの水蒸気の消失 (Q_2) の高度分布

A=西太平洋の偏東風波のトラフの部分 (Cho and Ogura, 1974), B=マーシャル群島上の雲のクラスターの平均 (Yanai et al., 1973), C=東大西洋 GATE の第 III 期の平均 (Nitta, 1978). Q_R は放射冷却率

- 観測結果より
みかけの加熱 (Q_1):
400 hPa 付近で最大
- みかけの水蒸気消失 (Q_2):**
800 hPa 付近で最大
- 両者のピーク高度の差は
熱の鉛直輸送によるとされ
ている(はず?)。
- 加熱プロファイルは領域毎
(大気の鉛直プロファイル毎)
に異なる。

メソ降水系分野における積乱雲の効果の取り扱い



現象 << モデルの格子

大循環モデル(GCM)において
積乱雲($0 \sim 5-10 \text{ km}$)

<< GCM格子スケール
($0 \sim 100-250 \text{ km}$)

積乱雲の効果(熱・水蒸気の鉛直混合による再分配)をパラメタライズして表現しなければならない。



現象 >> モデルの格子

雲解像モデル(CRM)において
積乱雲($0 \sim 5-10 \text{ km}$)

> CRM格子スケール
($0 \sim 0.5-2 \text{ km}$)

雲・降水過程を陽(explicit)に表現できる。

本日のメニュー(あくまでも予定)

1. メソ降水システムに関するこれまでの知見

1-1. 降水セルの特徴

1-2. 自己維持型のメソ降水システム

2. メソ降水システムの研究手法

2-1. ドップラーレーダーデータ解析

2-1-1. 解析事例(降水セルの面積と高さ)

2-2. 雲解像モデル

2-3. 雲解像モデル(CReSS)を用いた計算事例

2-3-1. 台風T0418のケース

2-3-2. 台風T0423のケース

2-4. メソ降水システム研究の将来

3. GCMパラメタリゼーションの改良に向けて

3-1. 海洋上の浅い積雲の再現実験

3-2. 熱帯インド洋域における深い対流雲の予報実験

本日のメニュー(あくまでも予定)

1. メソ降水システムに関するこれまでの知見

1-1. 降水セルの特徴

1-2. 自己維持型のメソ降水システム

2. メソ降水システムの研究手法

2-1. ドップラーレーダーデータ解析

2-1-1. 解析事例(降水セルの面積と高さ)

2-2. 雲解像モデル

2-3. 雲解像モデル(CReSS)を用いた計算事例

2-3-1. 台風T0418のケース

2-3-2. 台風T0423のケース

2-4. メソ降水システム研究の将来

3. GCMパラメタリゼーションの改良に向けて

3-1. 海洋上の浅い積雲の再現実験

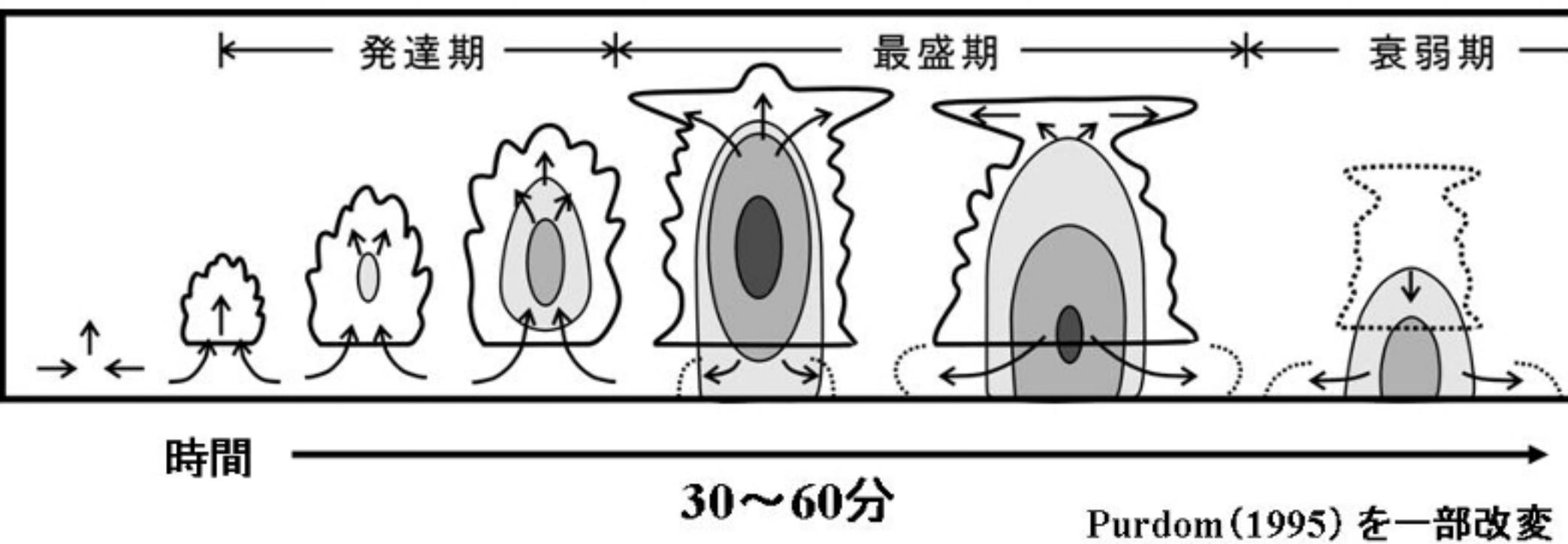
3-2. 熱帯インド洋域における深い対流雲の予報実験

積乱雲は降水セル(対流セル)からなる



中国安徽省淮南にて (Jul. 14, 1998)

降水セルの一生



発達期: 雲の中はほとんど上昇気流により占められる。雲の中で雨ができる始めるが、地上での降水はまだ無い。雲頂高度は時間とともに高くなる。

最盛期(成熟期): 雲の下部で下降気流が発生し、地上での降水が始まる。雲の上部には上昇気流が存在している。

衰退期: 雲の中に上昇気流は見られない。地上では弱い降水が続く。

積乱雲の立ち上がり(地形によるもの)

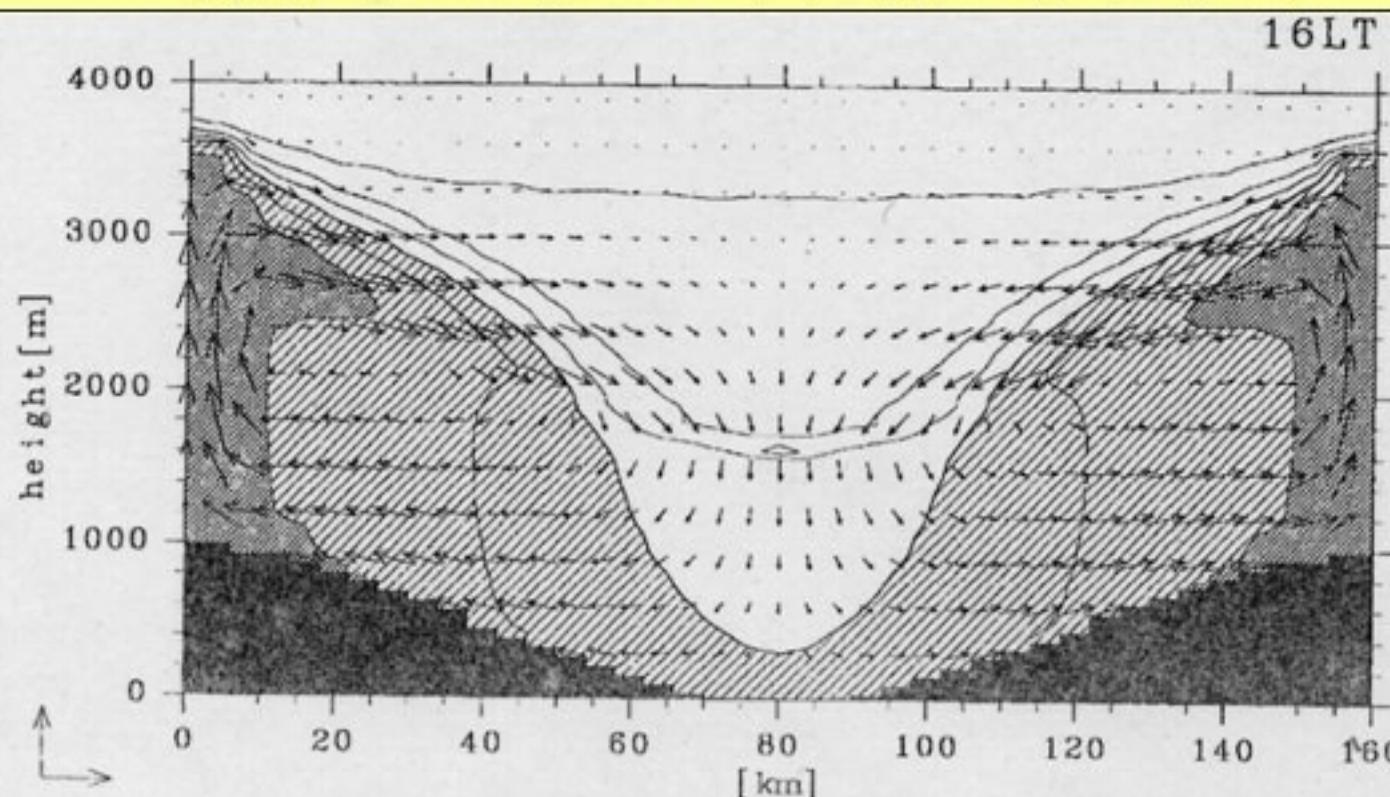
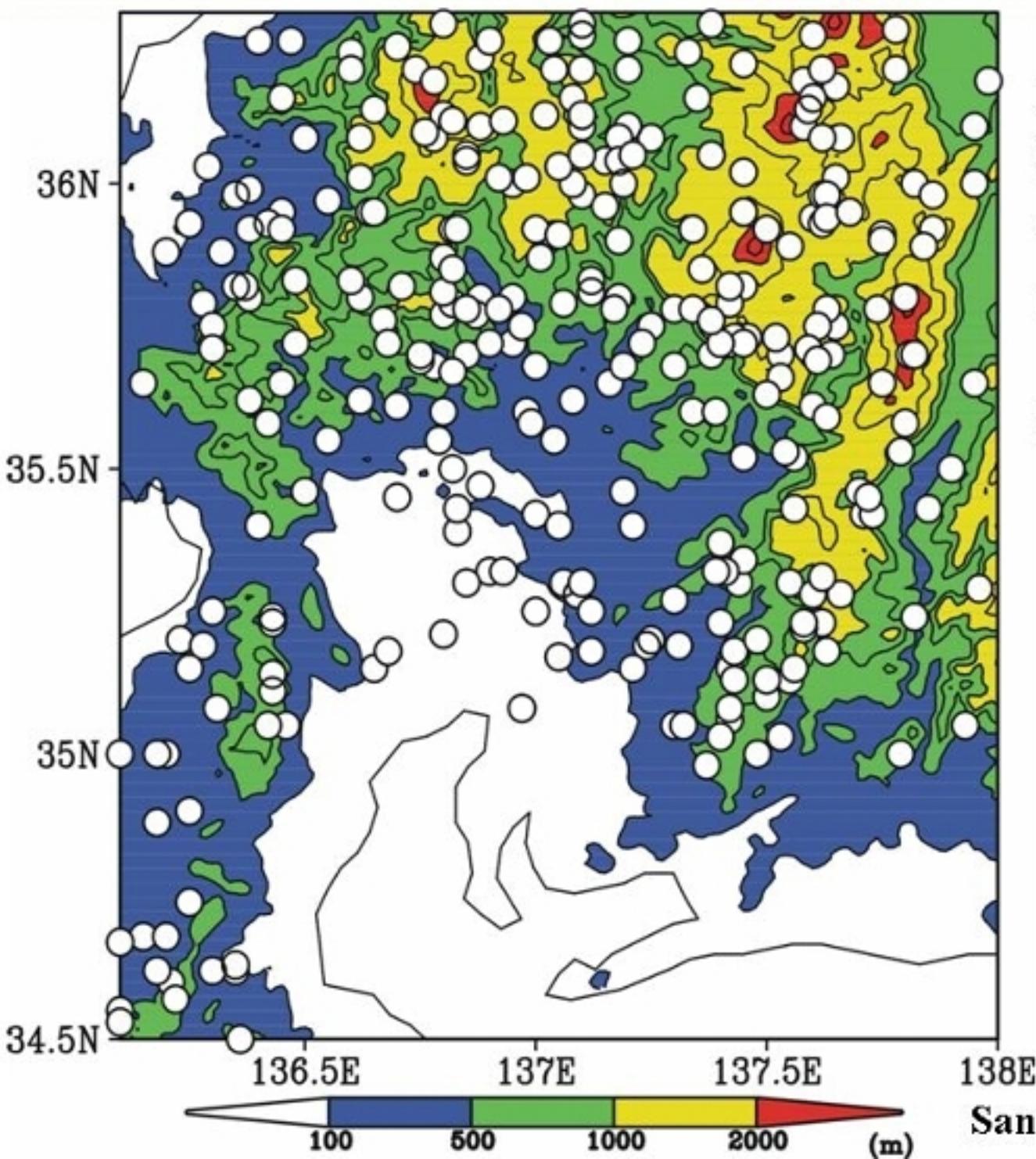


Fig. 10. Cross section of circulation and specific humidity (contours) at 16 LT over sinusoidal valley with periodic lateral boundaries. The valley depth is $h_M=1000$ m, the width of valley is 160 km, and atmospheric density $\rho = 0.6 \text{ kg m}^{-3}$. Contours interval for the specific humidity is 1 g kg^{-1} and regions over 5 g kg^{-1} are shaded. The arrows indicate the atmospheric flow and left-behind unit vectors indicate 6 m s^{-1} and 40 cm s^{-1} for horizontal and vertical wind, respectively.

Kuwagata et al. (2001)

- ・**谷風循環**(下層風は谷域→山域、上層風は山域→谷域)
- ・水蒸気は谷の中心から斜面に沿って上昇し、山岳域で蓄積される。
→ 山岳域で積雲・積乱雲が発生して降水をもたらす。

積乱雲の発生地点



2000年7月～8月の静穏日
20日間のうち、気象庁レーダーによる降水域を最初に検出した場所の分布

積乱雲の発生地点

- ・山岳域が中心
- ・平野部は少ない
- ・海上は皆無

積乱雲における下降気流

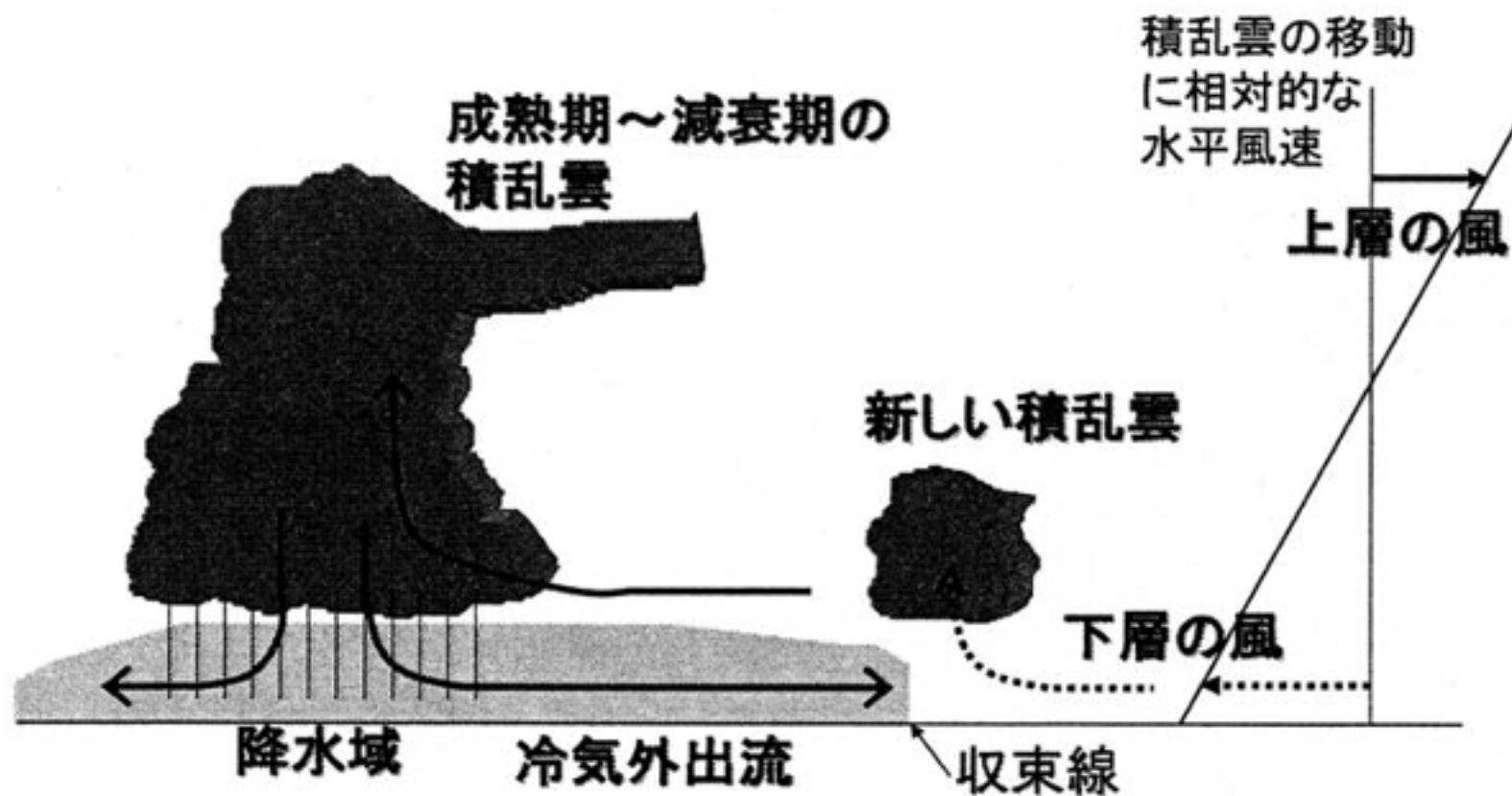


図 5.3 水平風の鉛直シア（右側の分布）がある場合の新しい積乱雲の発生の一例。
吉崎・加藤 (2007)「豪雨・豪雪の気象学」

- ・**下降流の成因(雨滴の蒸発による潜熱と雨滴の荷重)**
- ・下降流は地表付近で**冷気外出流**となる→**ガストフロント**
- ・ガストフロント先端で新しいセルが形成される→セルの代替わり
- ・適切な鉛直シアがある場合、新しいセルが次々に形成される。



西部熱帯太平洋上にて (Feb. and Mar., 2004)

本日のメニュー(あくまでも予定)

1. メソ降水システムに関するこれまでの知見

1-1. 降水セルの特徴

1-2. 自己維持型のメソ降水システム

2. メソ降水システムの研究手法

2-1. ドップラーレーダーデータ解析

2-1-1. 解析事例(降水セルの面積と高さ)

2-2. 雲解像モデル

2-3. 雲解像モデル(CReSS)を用いた計算事例

2-3-1. 台風T0418のケース

2-3-2. 台風T0423のケース

2-4. メソ降水システム研究の将来

3. GCMパラメタリゼーションの改良に向けて

3-1. 海洋上の浅い積雲の再現実験

3-2. 熱帯インド洋域における深い対流雲の予報実験

マルチセル型のストーム

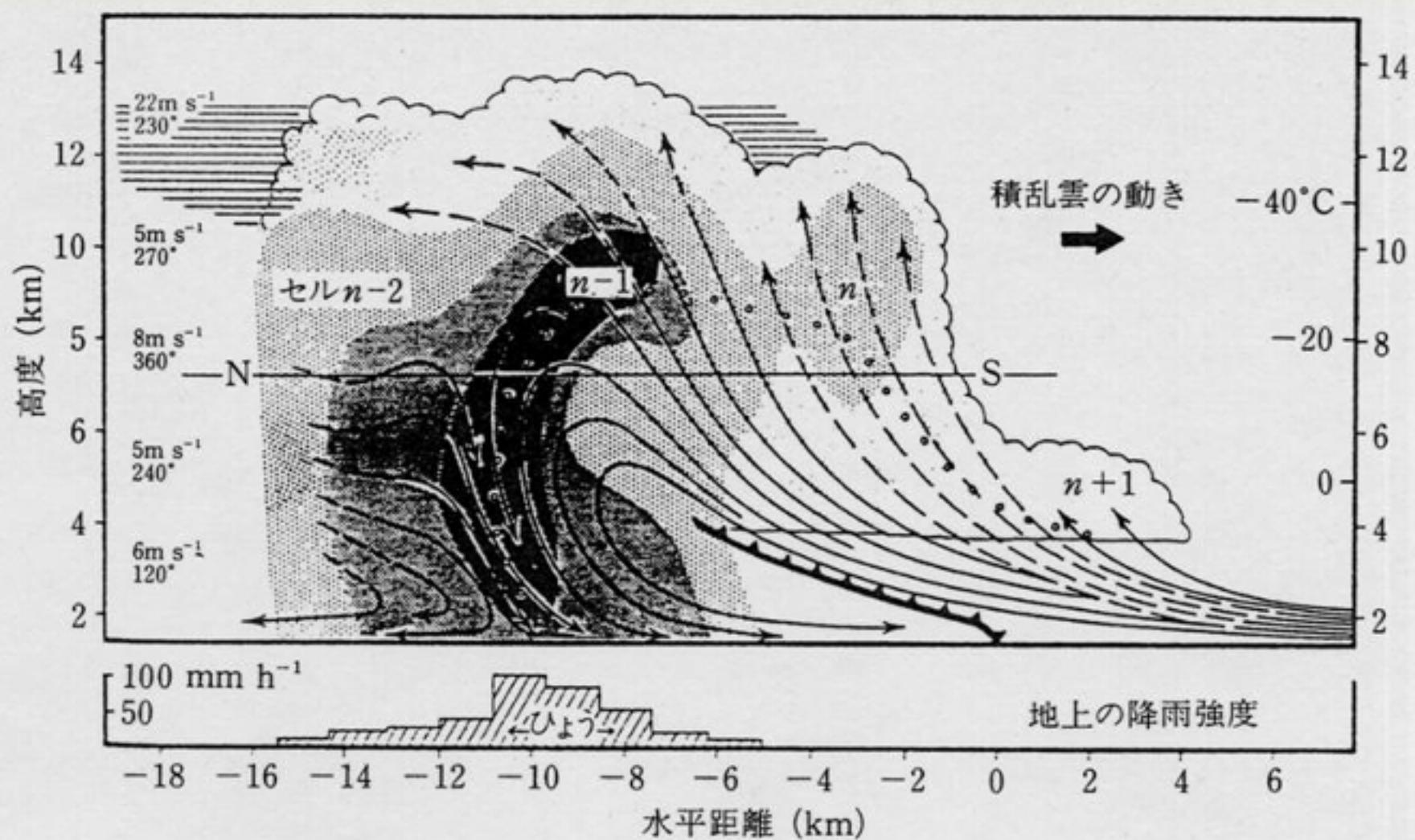


図9.3 組織化されたマルチセル雷雨の模式図 (Browning *et al.*, 1976)

ストームの進行方向に沿った鉛直断面図、実線は移動中のストームに相対的な流れを示し、実線が破線になっている部分は、紙面への流れおよび紙面から出る方向の流れを示す。中抜きの白丸は、雲底で発生した雲粒がひょうに成長し落下するまでの軌跡。ぎざぎざの細い線は雲の範囲を示し、影は濃さの順に $35, 45, 50 \text{ dBz}$ のレーダー反射強度。図の左端にストームに相対的な環境の風を示す（風速、風向）。

参考文献

- Johnson, R. H., Rickenbach, T. M., Rutledge, S. A., Ceselski, P. E., Schubert, W. H., 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Climate*, **12**, 2397-2418.
- Kuwagata, T., Numaguti, A., Endo, N., 2001: Diurnal Variation of Water Vapor over the Central Tibetan Plateau. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 401-418.
- Purdom 1995:
- Sano, T., and Tsuboki, K., 2006: Structure and evolution of a cumulonimbus cloud developed over a mountain slope with the arrival of sea breeze in summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 613-640.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215pp.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187pp.