第47回メソ気象研究会「数値モデルによる積乱雲とその効果の表現」
東京都千代田区　気象庁講堂、2017年5月24日(水)

積雲対流の発達と
環境の安定度・水蒸気量との関係

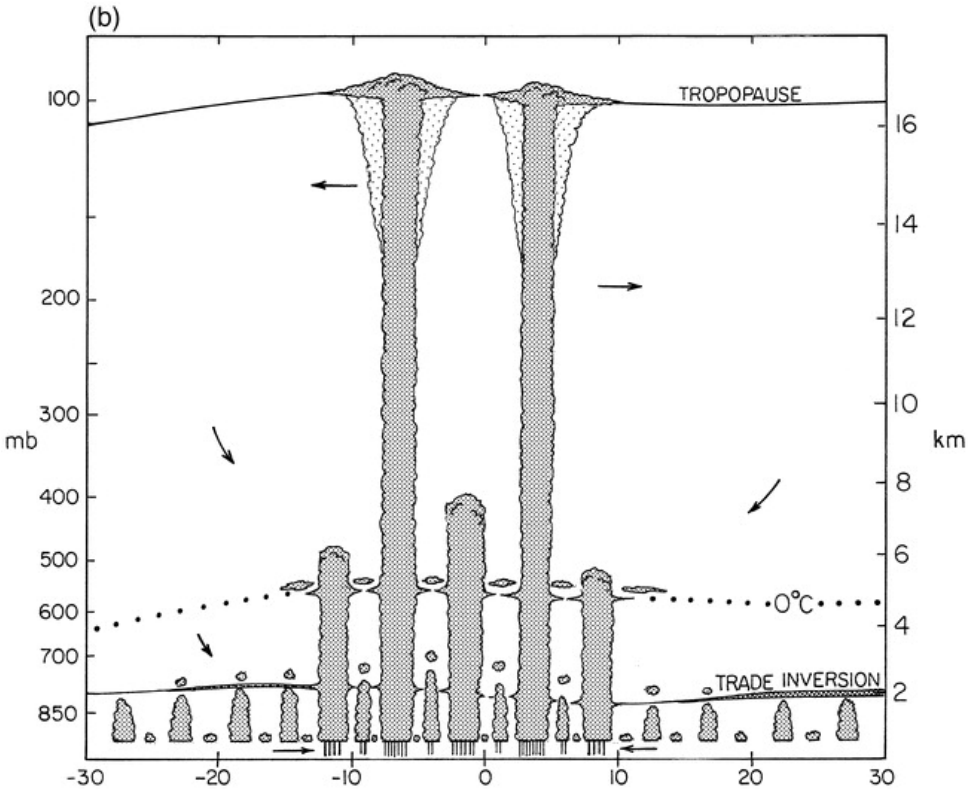
竹見 哲也

京都大学 防災研究所

熱帯での積雲対流と湿度変動

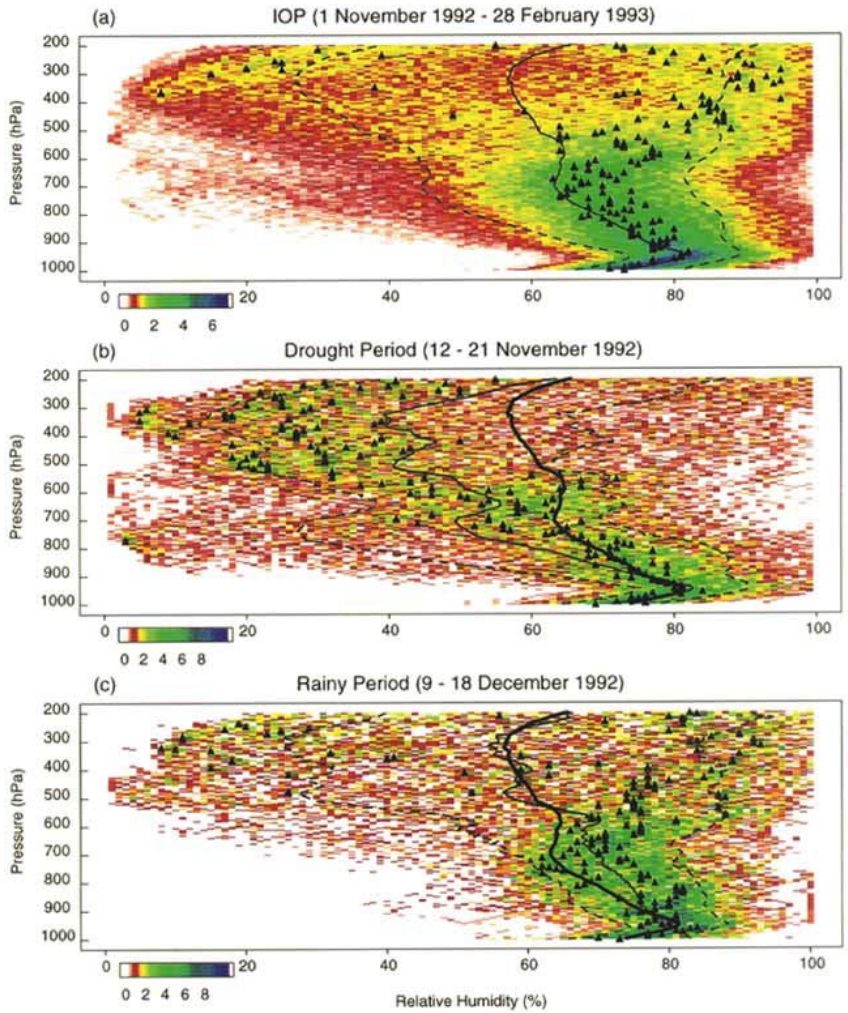
熱帯対流の３モード

積雲・雄大積雲・積乱雲



(Johnson et al. 1999)

対流活発時と不活発時とで湿度プロファイルが異なる



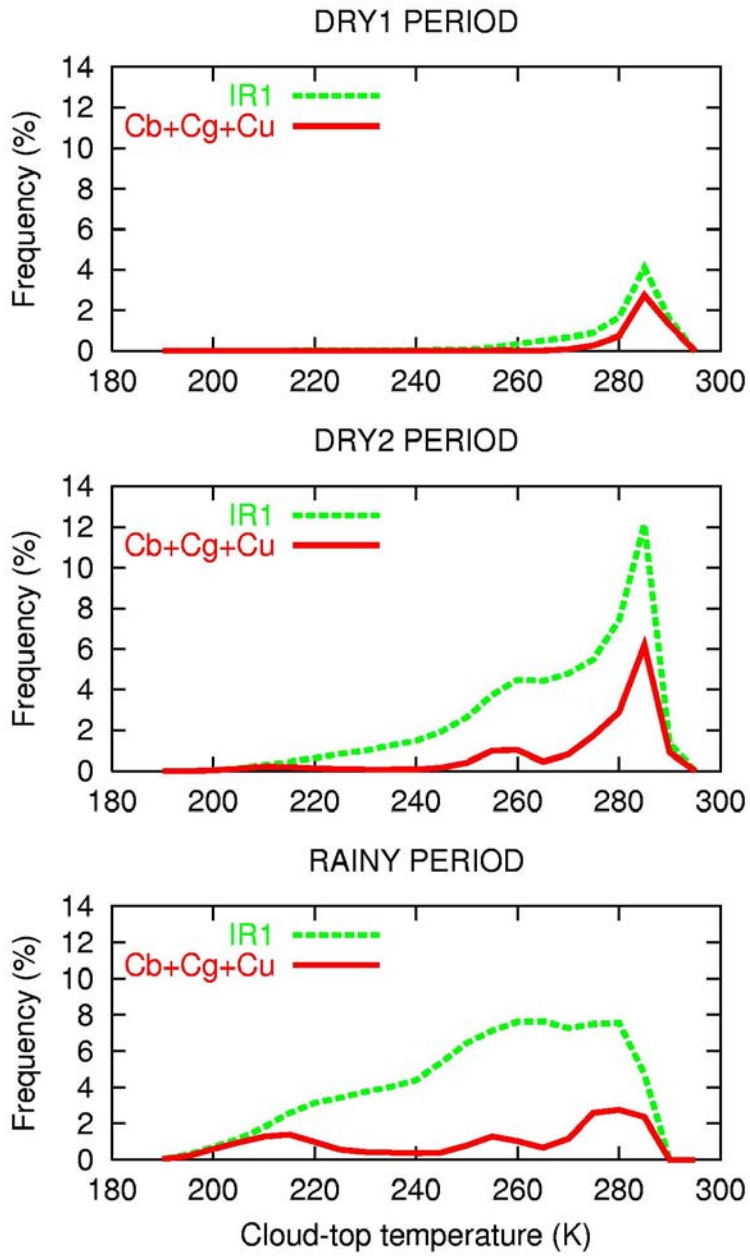
(Brown and Zhang 1997)

湿度条件の違いによる対流雲の雲頂高度の違い

Very dry period
(DRY1)

Dry period
(DRY2)

Rainy period
(RAINY)

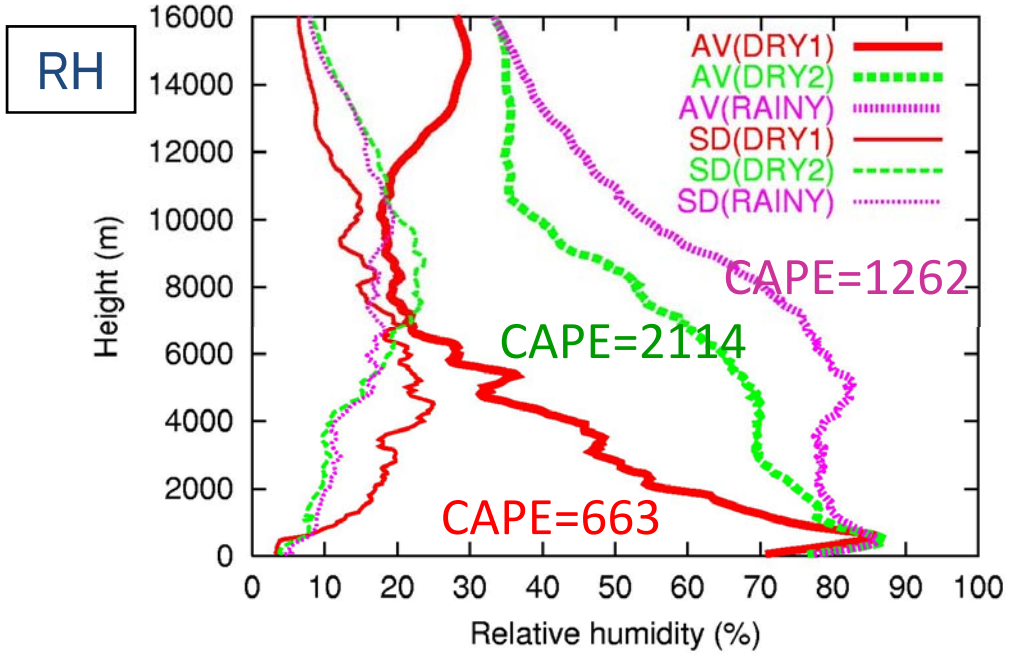


雲頂温度が低い＝
雲頂高度が高い＝
背の高い積乱雲

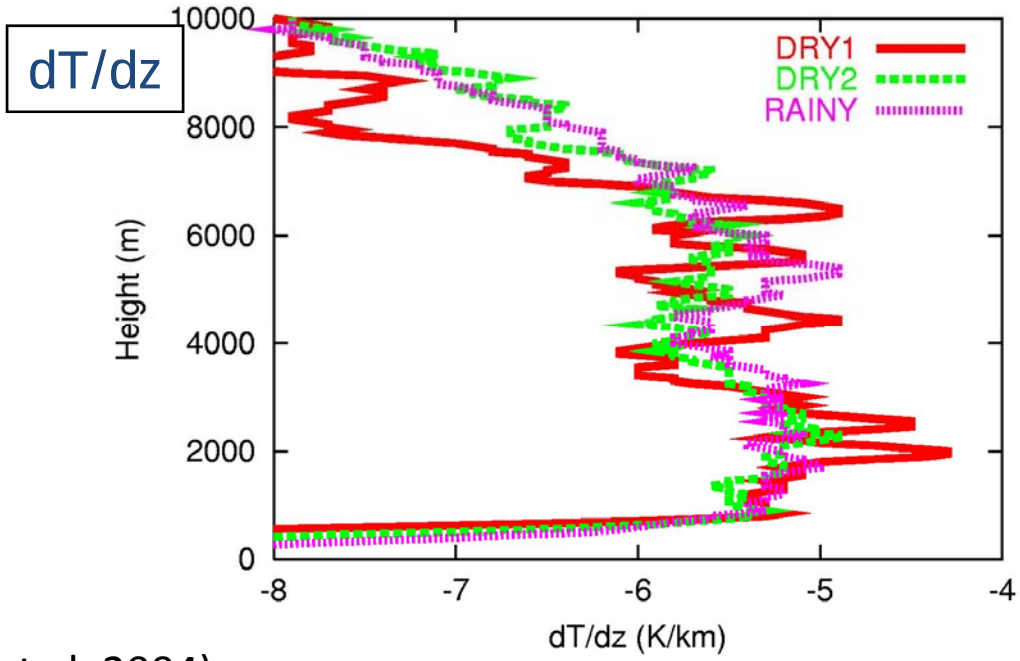
(Takemi et al. 2004)

相対湿度と気温減率の鉛直プロファイル

DRY2 (267ケース)とRAINY (183ケース)では中・上層が湿潤、DRY1 (139ケース)ではかなり乾燥している



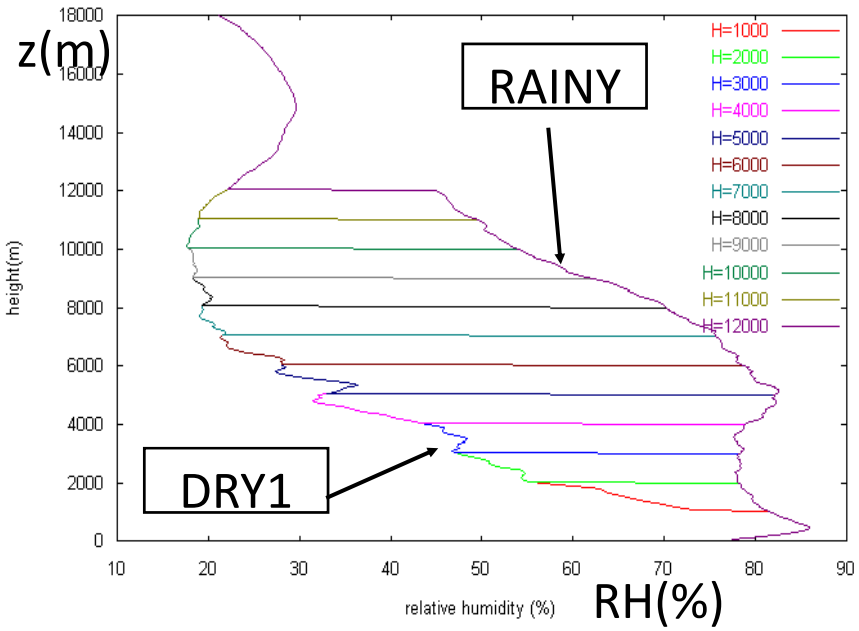
安定度を見ると、3期間の違いはRHほどは顕著ではない。dT/dzの中層での標準偏差は 1-2 (K/km).



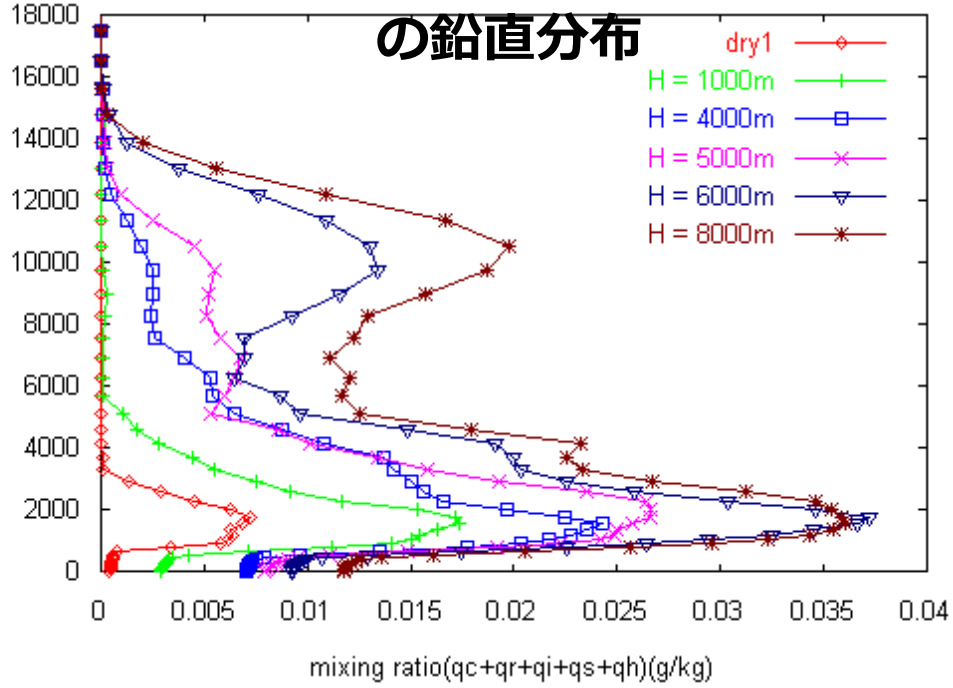
(Takemi et al. 2004)

数値実験：湿度プロファイルに対する感度

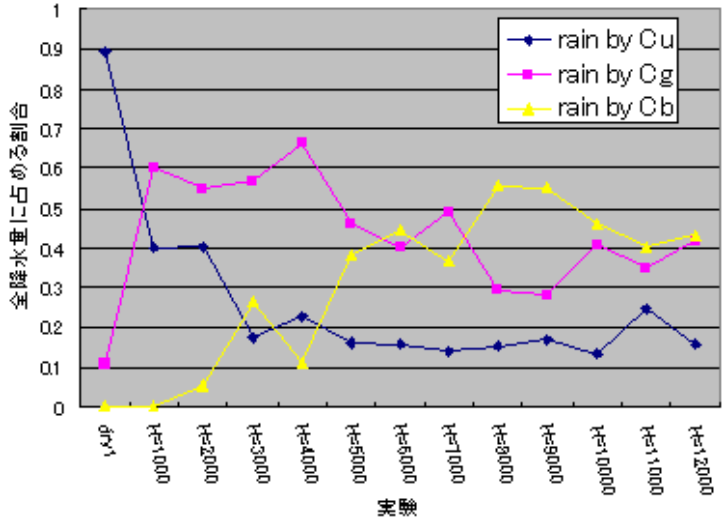
相対湿度プロファイル



実験別の凝結物質混合比の鉛直分布



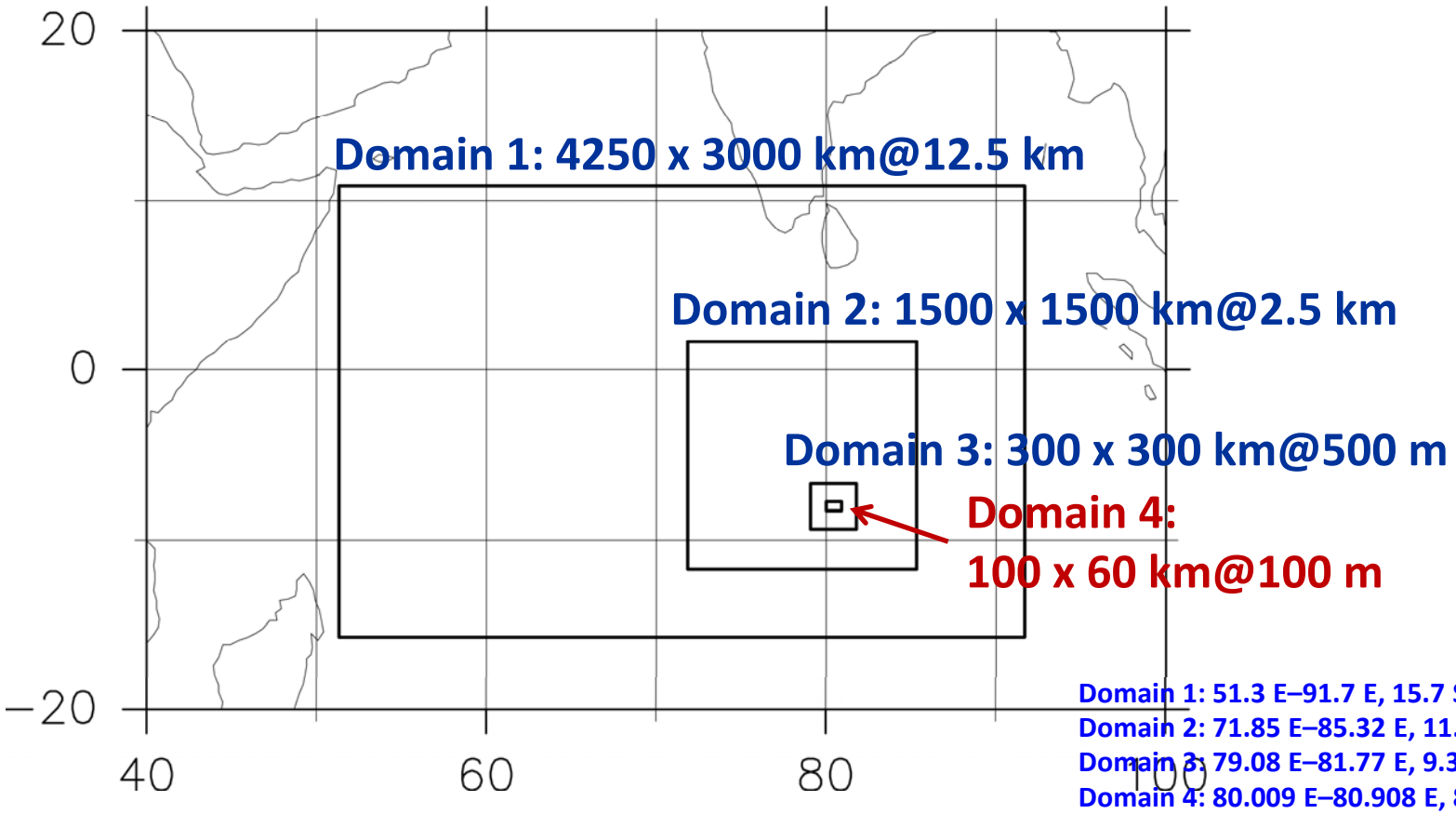
積雲・雄大積雲・積乱雲毎の降水の全降水量に占める割合



(Takemi et al. 2004)

インド洋熱帯海域での積雲対流の100 m解像度計算

- 数値モデル：WRF/ARW Version 3.3.1
- 計算領域：4段階ネスト (**1-way**), 上端高度21 km (61層)

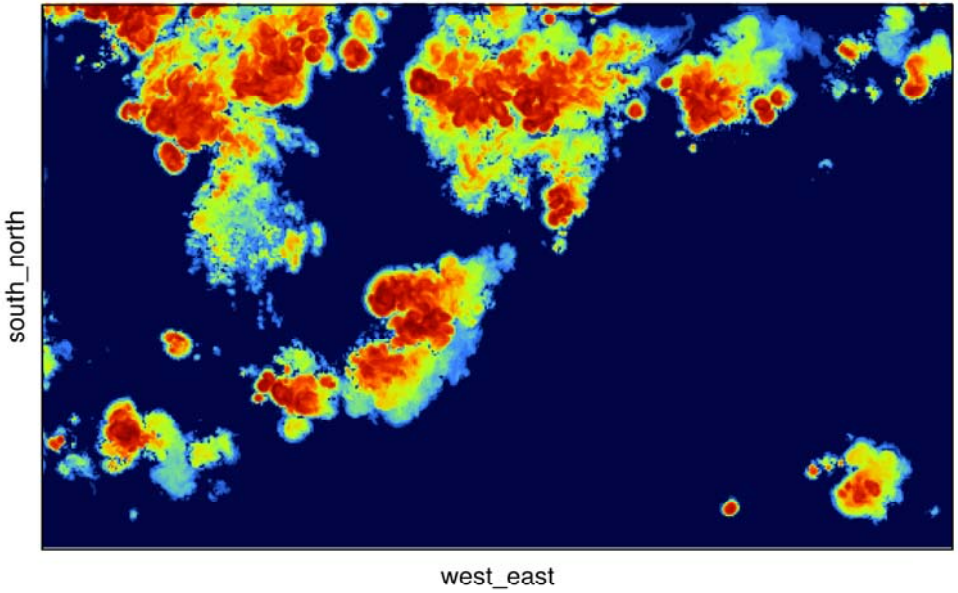


Domain 1: 51.3 E–91.7 E, 15.7 S–10.9 N
Domain 2: 71.85 E–85.32 E, 11.74 S–1.65 N
Domain 3: 79.08 E–81.77 E, 9.36 S–6.69 N
Domain 4: 80.009 E–80.908 E, 8.282 S–7.748 S; centered at Mirai Obs.

(Takemi 2015)

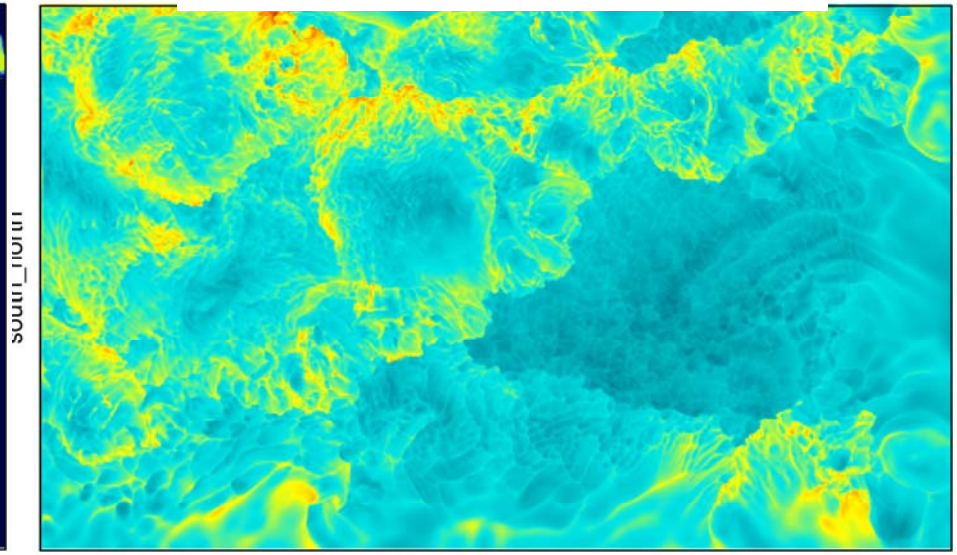
対流とその環境場の状態

TKE



Range of TKE: 0 to 6.38324 m2 s-2

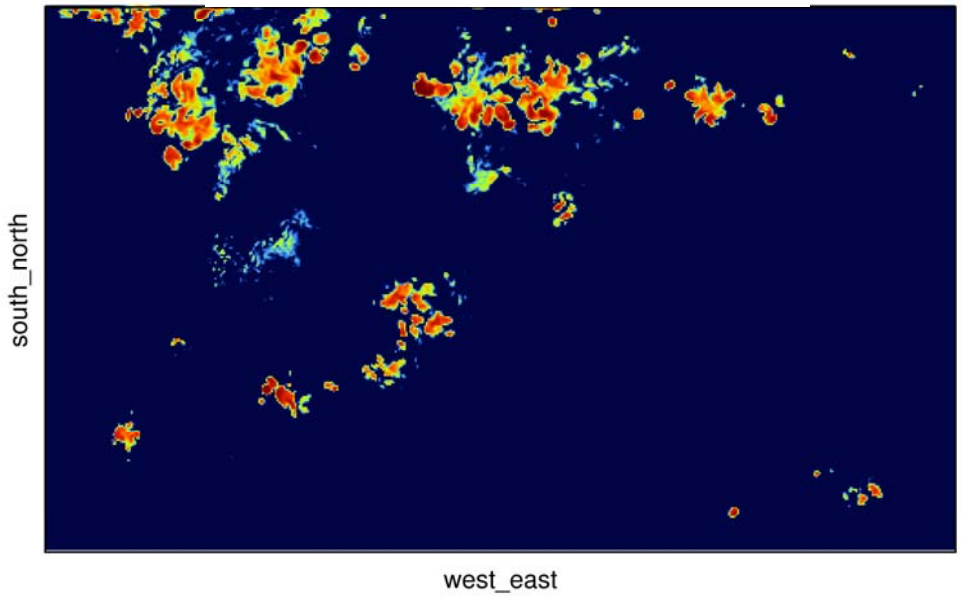
Water vapor content



Horizontal cross section at 4 km

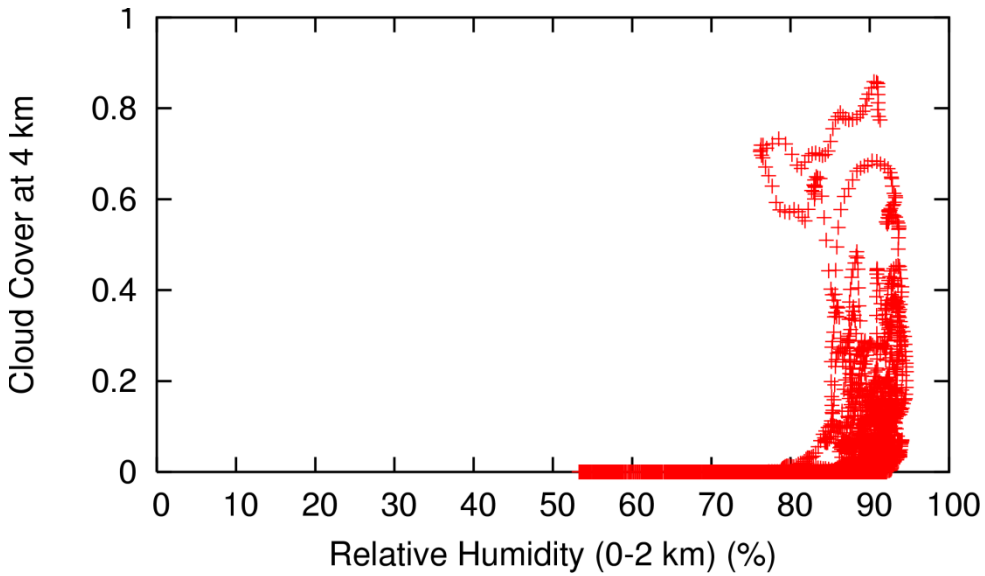
00 UTC 10 Oct 2011

Cloud water content

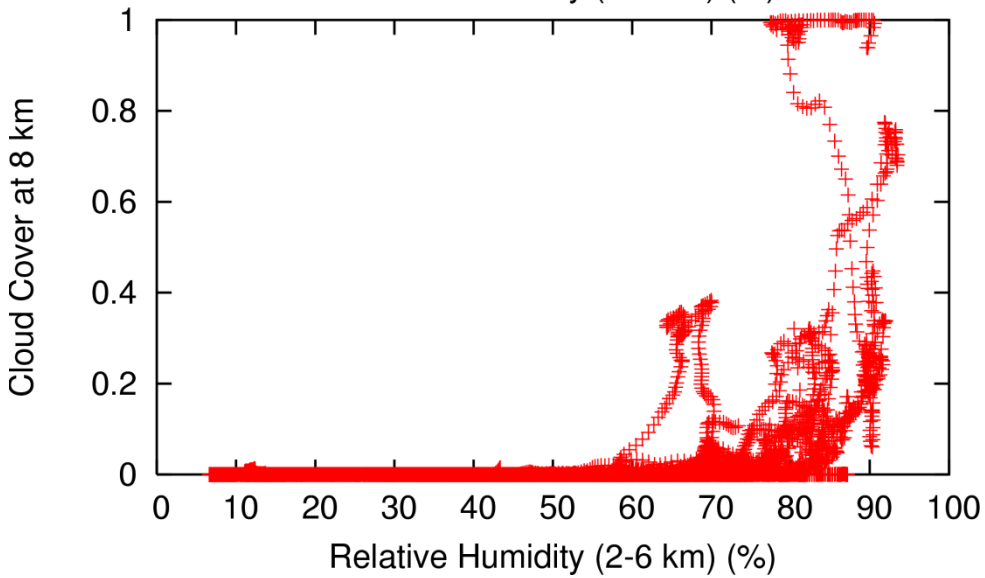


相対湿度と雲量

下層の湿度と
中層の雲量



中層の湿度と
上層の雲量



(Takemi 2015)

中緯度メソ対流系（スコールライン）の発達条件

中/上層の湿度が同じなら、下層が湿っているほうが好都合

- 単純に中層のみ乾燥化すると、対流活動にはネガティブ
- 可降水量が多いほうが好条件

仮に可降水量が同じ条件ならば：

- 中層が乾燥化するとき、下層は湿っているほうが好都合
- 下層が乾燥化すると、中層が湿っていたとしても、好条件にはならない

乾燥した条件の場合には、対流系の持続には下層の鉛直シアーと冷気プールとの相互作用の効果がより重要となる

(Takemi 2006, 2007a)

DPRI-KU

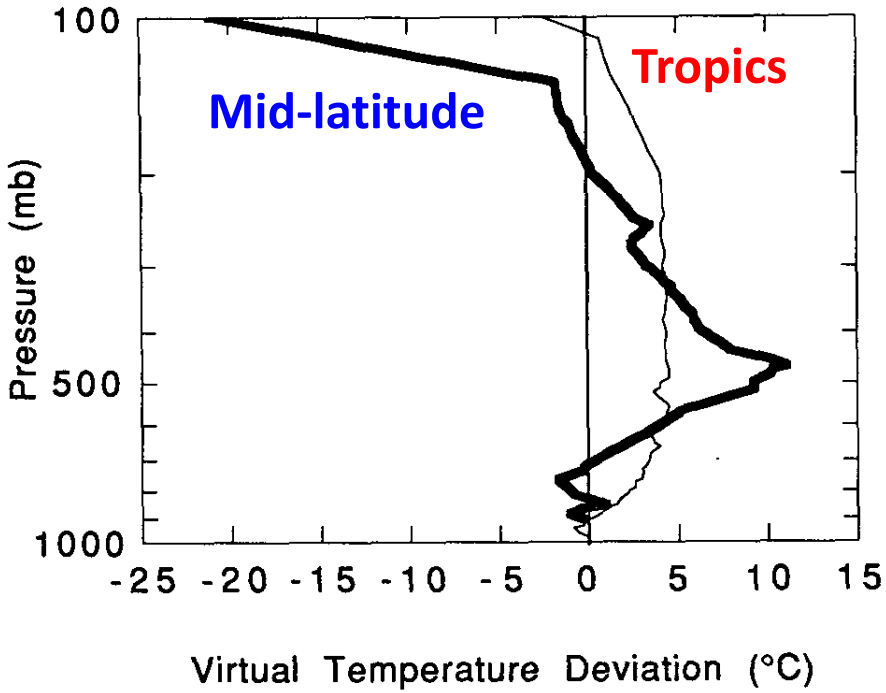
熱帯と中緯度のメソ対流系：スコールラインの場合

熱帯/海洋性と中緯度/大陸性のスコールラインの違いとは？

- システムの構造
  - 熱帯型：浅くて弱い冷気プール、弱い上昇流
  - 中緯度型：深くて強い冷気プール、強い上昇流
- 浮力
  - 熱帯型：小さい浮力、高いLNB
  - 中緯度型：大きい浮力、低いLNB
    - “skinny”型と”fat”型（Lucas et al. 1994）

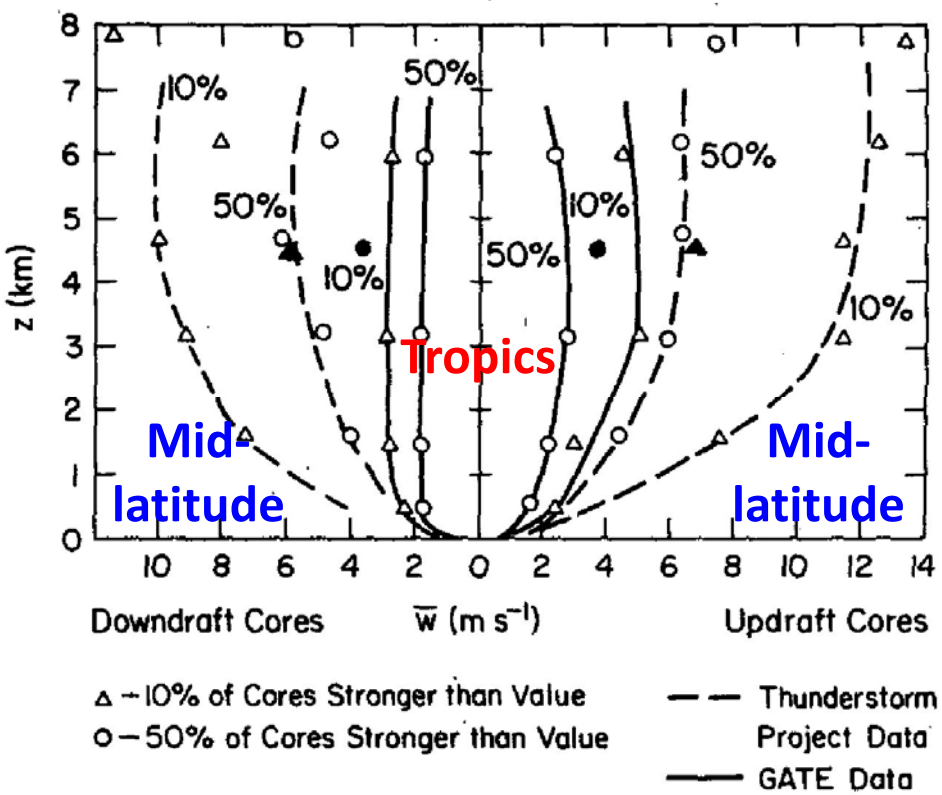
浮力プロファイルと鉛直速度

浮力



(Lucas et al. 1994)

鉛直速度



(Zipser and LeMone 1980)

スコールラインの数値実験の設定

計算領域：東西に長めの立方体領域、熱帯も対象なので上端高度も高め

格子分解能：水平500 m

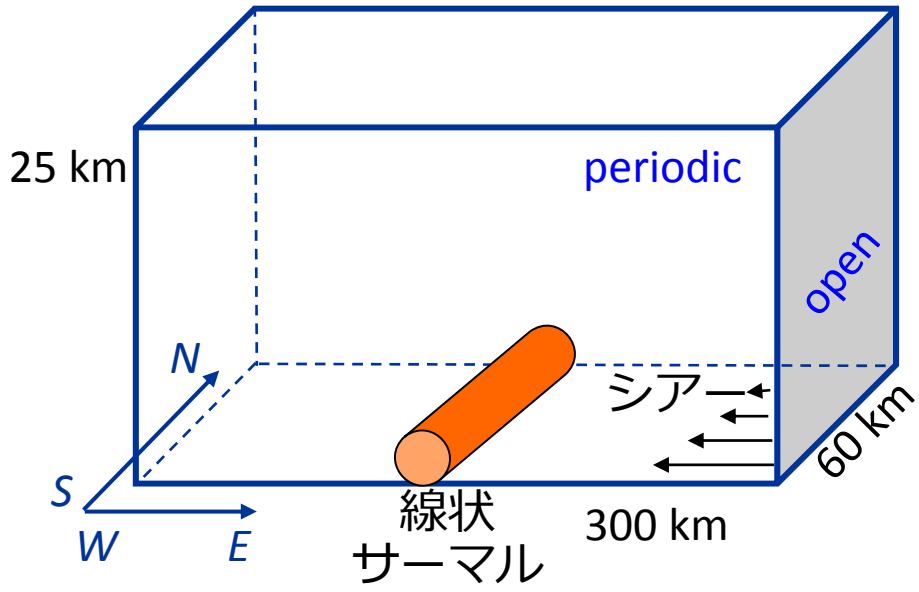
物理過程：

- 雲微物理（Goddardスキーム、Tao et al.）
- 乱流混合（Deardorffスキーム）
- 上記以外は省略

水平一様な基本場

境界条件：

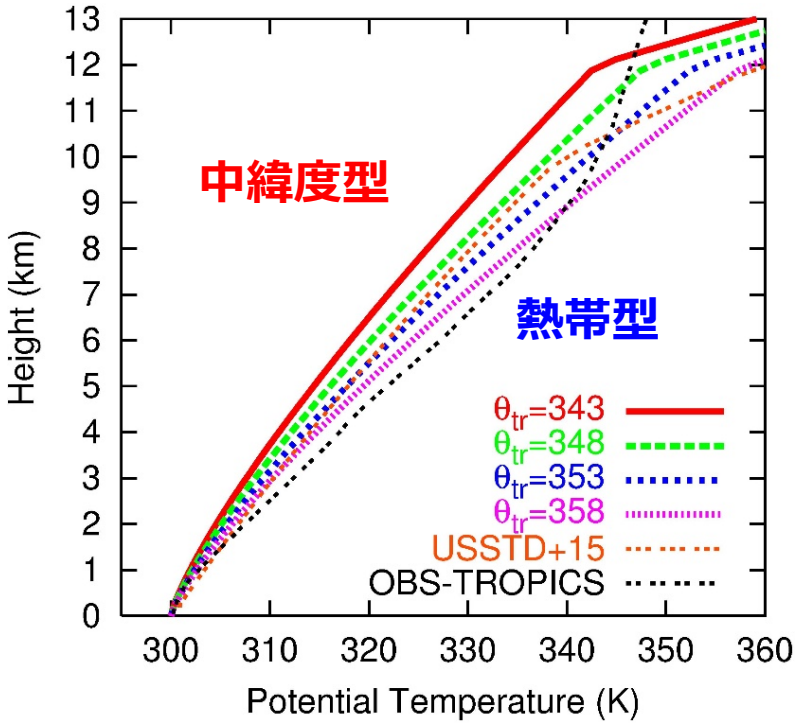
- 南北側面境界：周期条件
- 東西側面境界：放射条件
- 下端境界：free slip
- 上端境界：no slip＋Rayleigh damping層

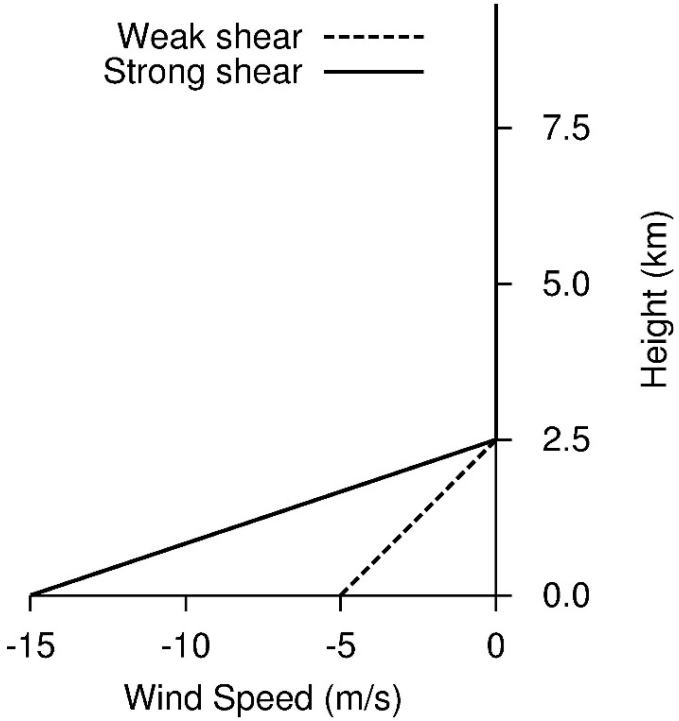


初期擾乱：南北に伸びる線状の温位擾乱（＋ランダムノイズ）

気温減率に対する感度実験：CAPEをコントロール

- 静的安定度：$\theta_{tr} = 343,\ 348,\ 353,\ 358\ \mathrm{K}$ (下層q_vを調整しCAPEを固定)
- 圏界面高度を安定度に係わらず12 kmと固定
- 風速シアー：下層2.5 kmに5 m/sあるいは15 m/sの東西シアー
- 相対湿度は下層約1.5 km以外では同一





(Takemi 2007b; Takemi 2010)

数値実験のリスト

Tropopause temp changed ↓ PBL moisture changed ↓ CAPE fixed ↓

Series	Case	θ_{tr}	q_{v0}	RH_{sfc}	CAPE	CIN	LCL	LFC	LNB	PWC
	C37T43	343	16.0	73	3709	21	723	1067	12555	47.6
C17	C17T43	343	13.1	60	1734	62	1116	1791	11390	44.4
	C17T48	348	14.5	66	1767	47	918	1546	11254	47.9
	C17T53	353	16.0	73	1772	31	723	1258	11075	51.3
	C17T58	358	17.7	81	1772	15	521	889	10938	54.7
C10	C10T43	343	12.1	55	1086	88	1268	2215	10303	42.8
	C10T48	348	13.2	60	1061	74	1101	1931	10085	46.2
	C10T53	353	14.5	66	1064	57	918	1704	9921	49.8
	C10T58	358	16.0	73	1081	38	723	1392	9790	53.4
C26	C26T43	343	14.4	66	2634	39	931	1447	12174	46.0
	C26T48	348	16.0	73	2668	25	723	1151	12129	49.4
	C26T53	353	17.7	81	2648	13	521	820	12047	52.5
	C26T58	358	19.0	87	2633	6	377	538	11970	55.2

CAPE=1700

CAPE=1000

CAPE=2600

それぞれのCASEにおいて強弱2通りのシアーを設定

(Takemi 2007b; Takemi 2010)

CAPE1700/弱いシアーの場合の水平断面: 高度5 km

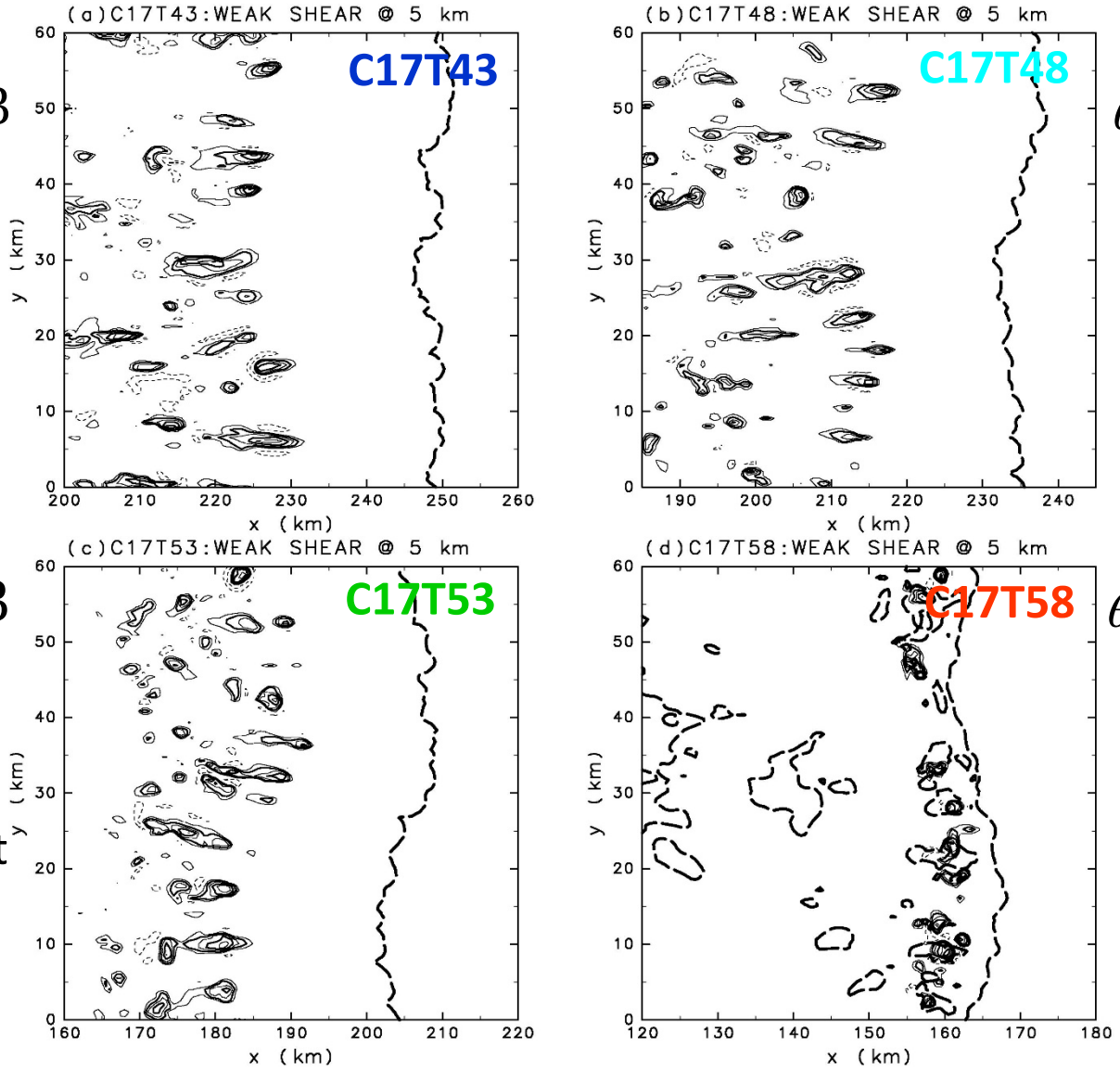
T=4 hour

$\theta_{tr} = 343$

$\theta_{tr} = 348$

$\theta_{tr} = 353$

$\theta_{tr} = 358$



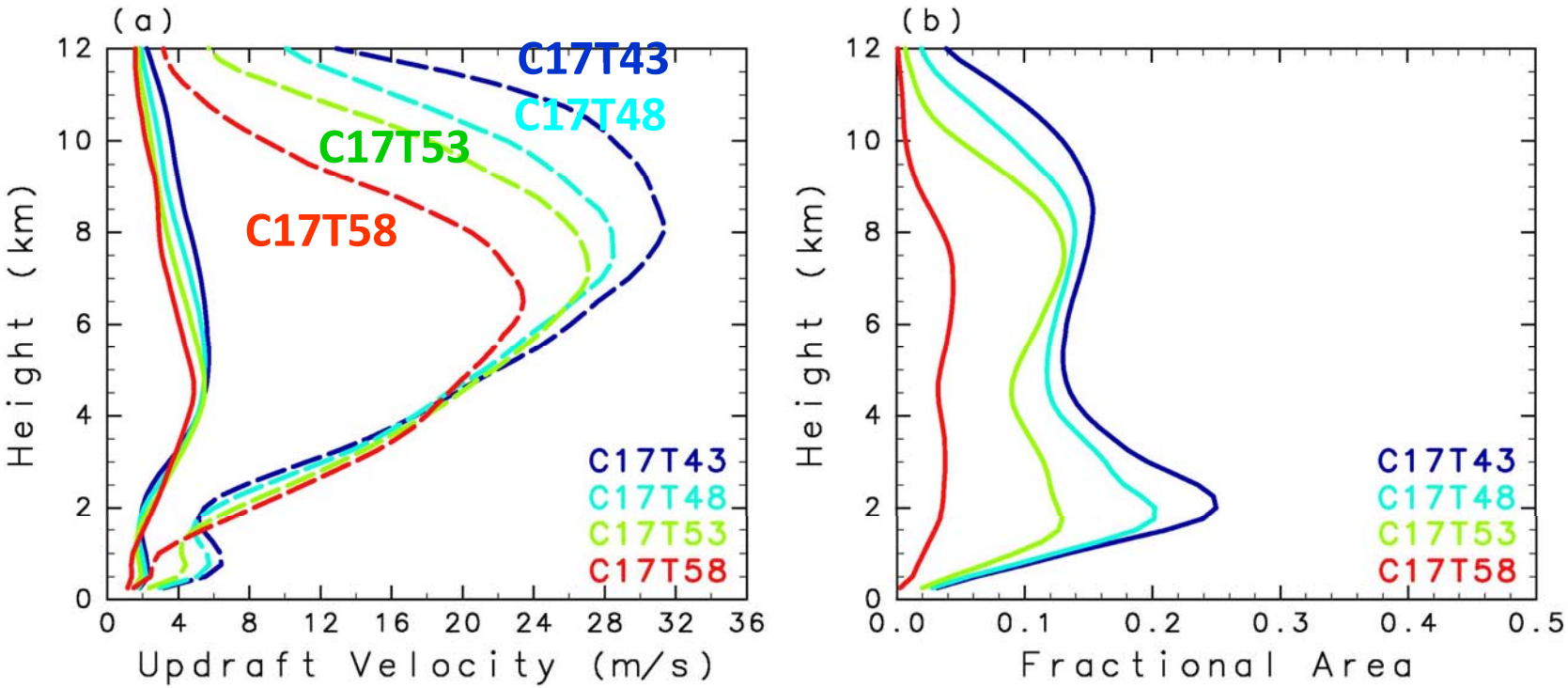
Contour: vertical velocity (C.I.=1 m/s)

Dashed-line: gust front

(Takemi 2007b)

CAPE1700/弱いシアーの場合の上昇流：強さと面積

w≧1 m/sの上昇速度の領域平均値・最大値および占有面積率



実線：平均値
ダッシュ：最大値

(Takemi 2007b)

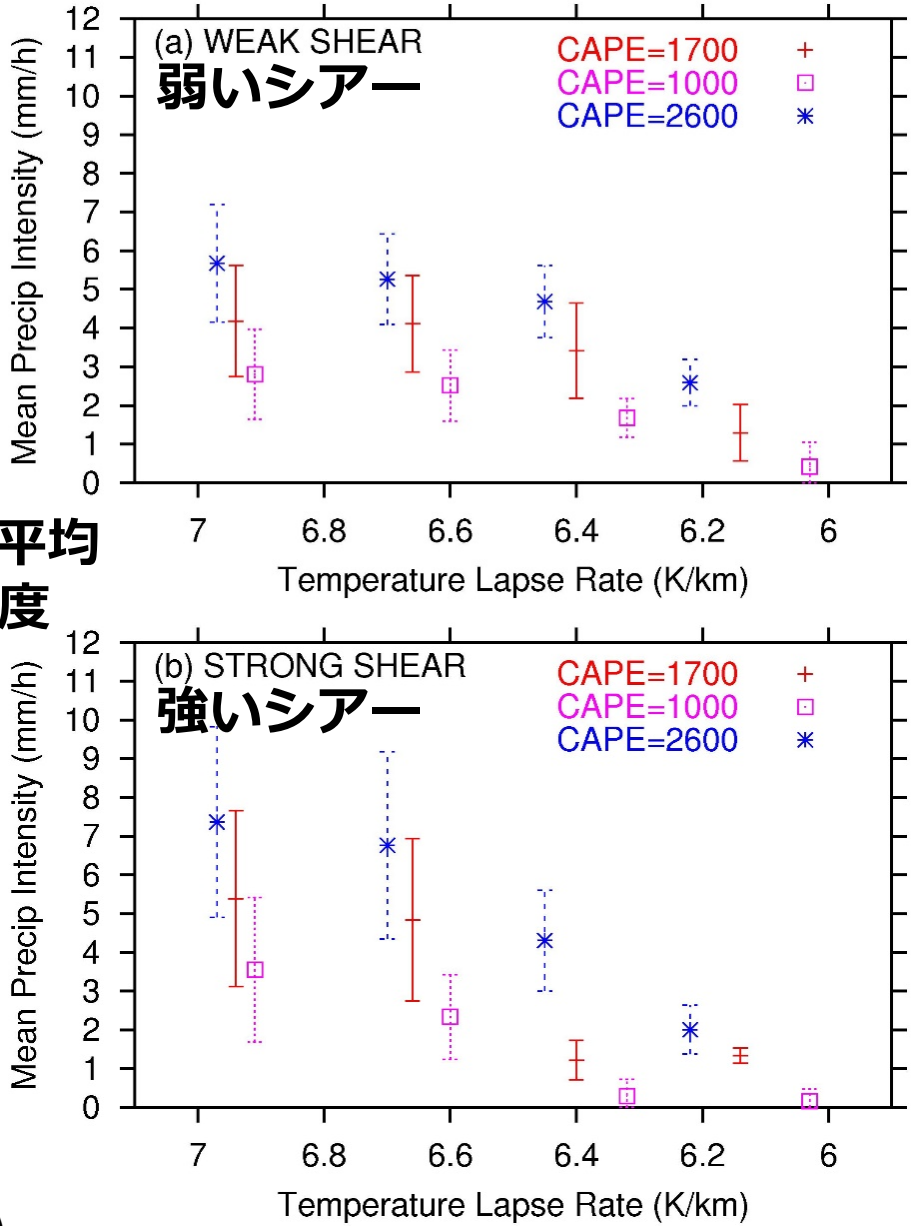
静的安定度への依存性

静的安定度：

対流不安定な層における
気温減率

$$\Gamma = -\frac{T_{z(\theta_{e\min})} - T_{z(\theta_{e\max})}}{z(\theta_{e\min}) - z(\theta_{e\max})}$$

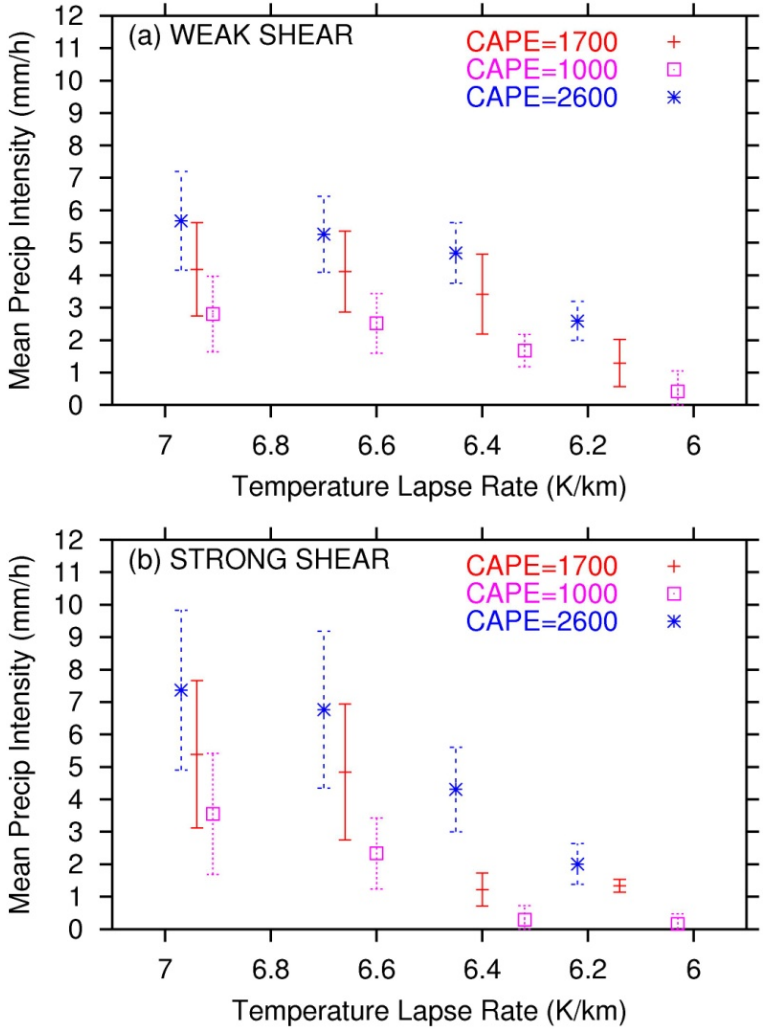
SLによる平均降水強度



(Takemi 2007b)

静的安定度，降水強度，CAPEの鉛直分布

SLによる平均降水強度



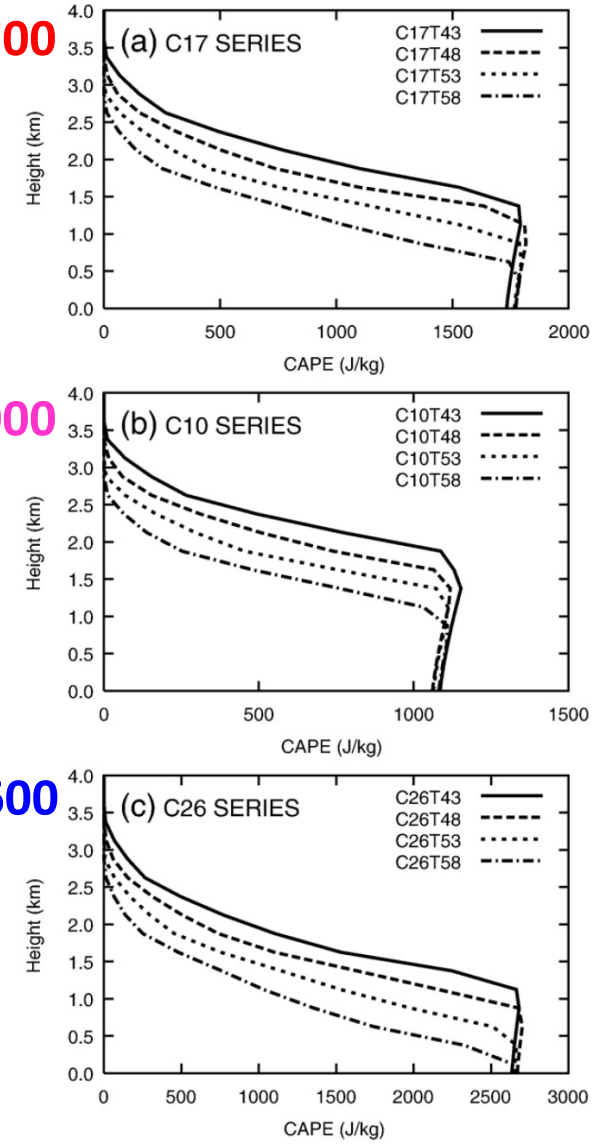
(Takemi 2007b)

CAPEの鉛直分布

CAPE=1700

CAPE=1000

CAPE=2600



(Takemi 2010)

気温減率・湿度プロファイルに対する感度

スコールラインの構造や強度は、対流不安定層の気温減率に依存する

- 大きな気温減率（中層が低温；中緯度型）の場合、強い降水・広域の降水となる
- 小さな気温減率（中層が高温；熱帯型）の場合、最大降水強度が強くなる
- 気温減率が同程度の場合、可降水量が多いほど・CAPEが大きいほど、SLの発達に好都合

同程度の可降水量の場合、CAPEが大きいプロファイルのほうが降水系の発達には好都合

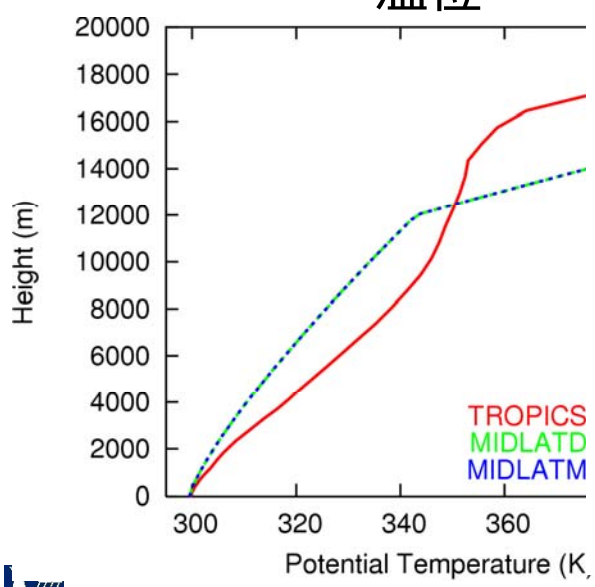
同程度のCAPEの場合、可降水量が多くても降水系の発達度が高いわけではない

感度実験：熱帯と中緯度のプロファイルの違い

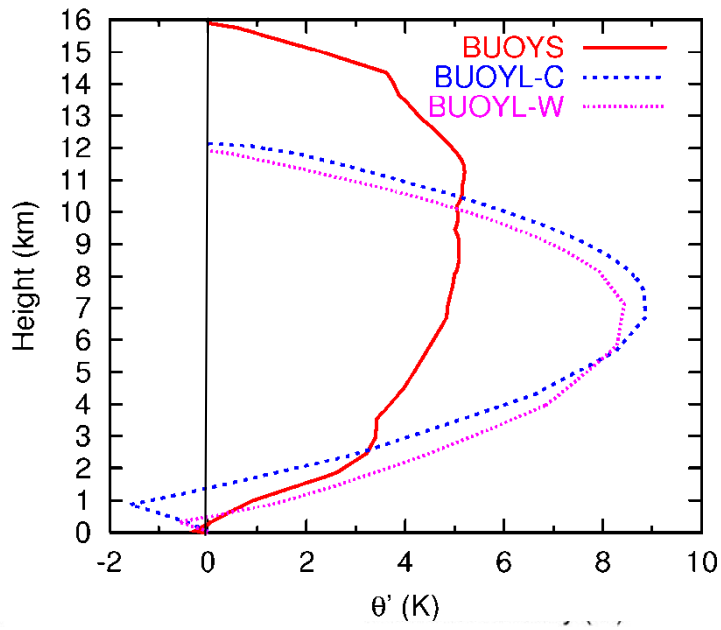
Exp series	Temperature	相対湿度	初期擾乱
TROPICS-W	熱帯型	熱帯型	サーマル
TROPICS-C	熱帯型	熱帯型	冷気プール
MIDLATD-W	中緯度型	中緯度型・乾燥	サーマル
MIDLATD-C	中緯度型	中緯度型・乾燥	冷気プール
MIDLATM-W	中緯度型	中緯度型・湿潤	サーマル

TROPICSとMID

温位

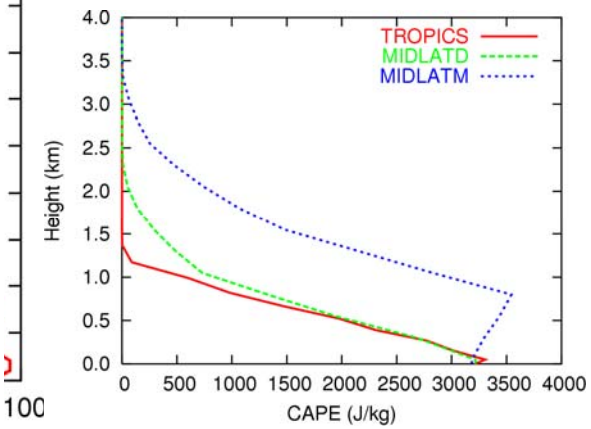


浮力の鉛直分布



こなるように設定

CAPEの鉛直分布

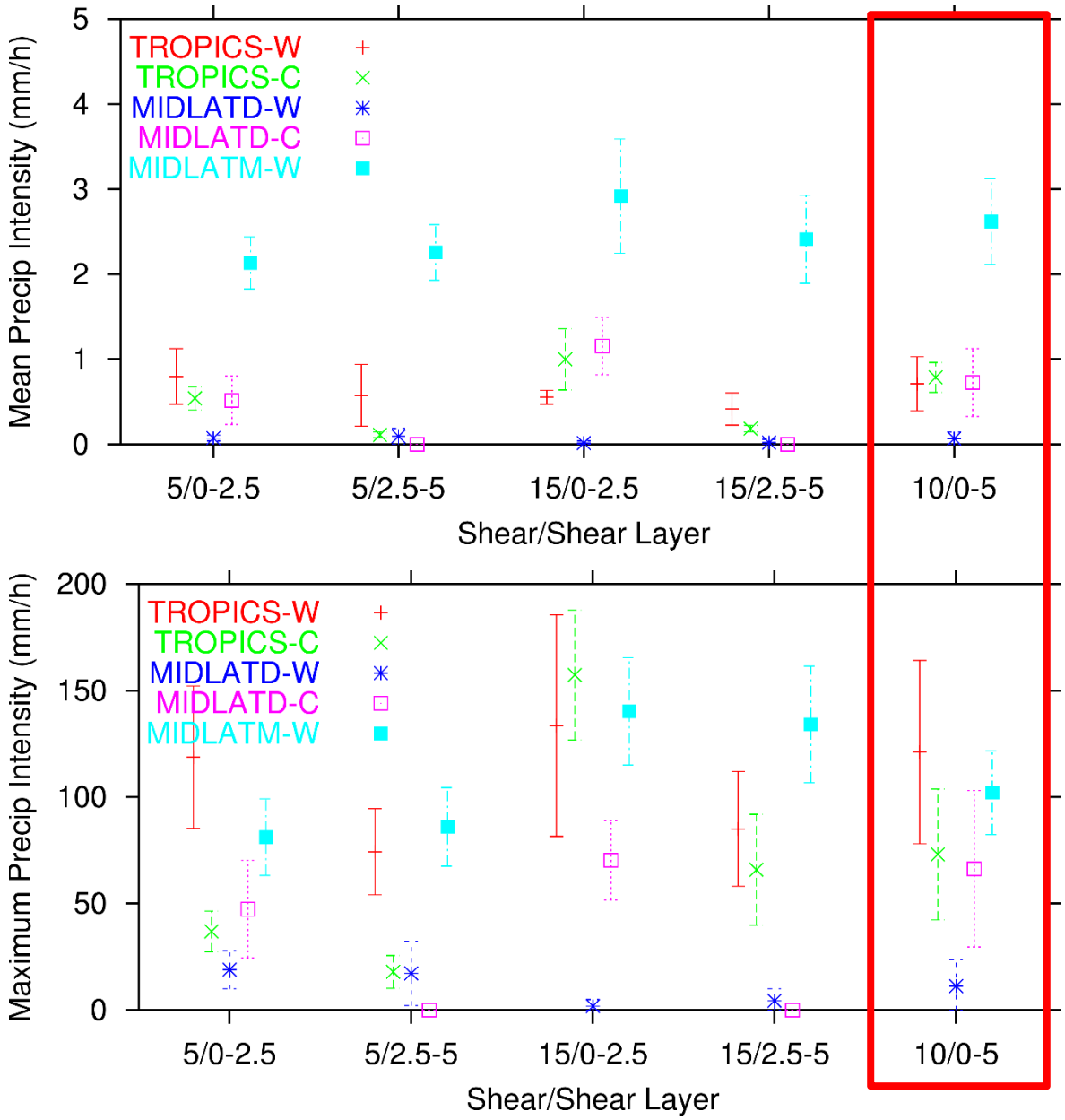


(Takemi 2014)

様々なシアー条件での平均降水強度と最大降水強度

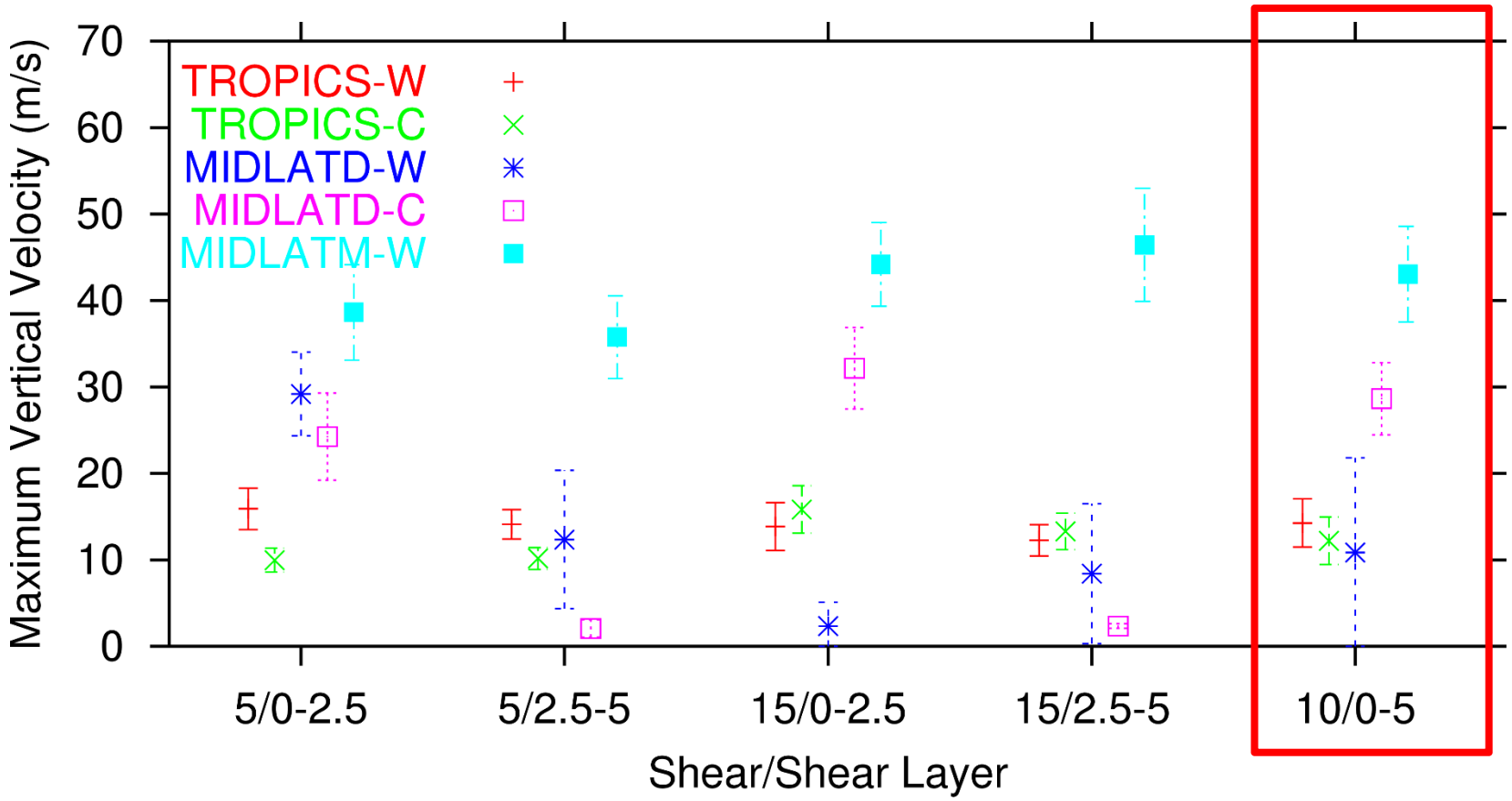
平均降水強度

最大降水強度



(Takemi 2014)

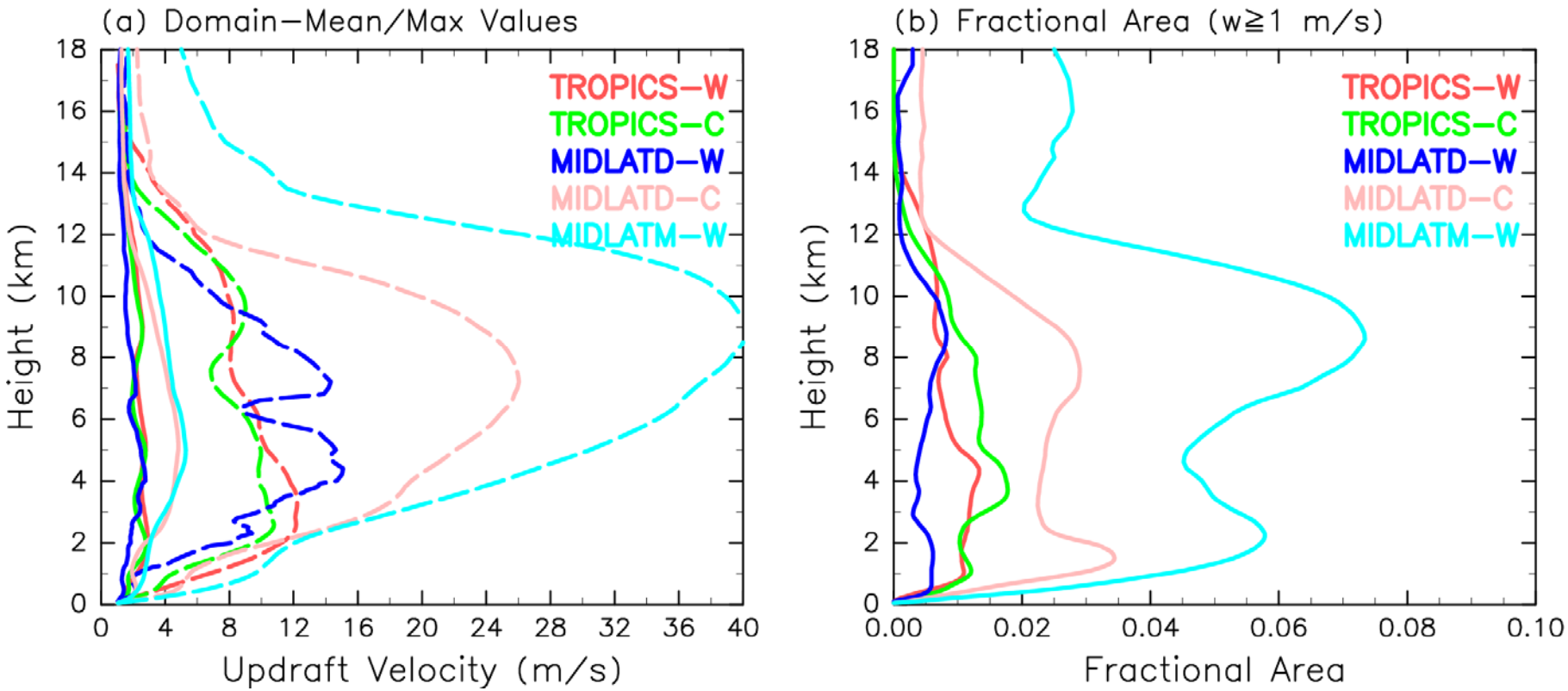
様々なシアー条件での最大上昇流



(Takemi 2014)

上昇流の強さと占有面積

鉛直シアー：10 m/s / 0-5 km



(Takemi 2014)

まとめ：積雲対流と安定度・水蒸気量との関係

平均降水強度・上昇速度は、気温減率が大きくなるほど強くなる。

CAPE（地上気塊に対する）が同程度でも気温減率が異なる場合＝浮力プロファイルが異なる

- 浮力が大きい→強い上昇流→混合を受けにくい→広い上昇流域→強い系
- 浮力が小さい→弱い上昇流→混合を受けやすい→狭い上昇流域→弱い系

気温減率が同じならば、CAPEの鉛直分布の違いによって降水特性が決まる

CAPEの鉛直分布が同程度ならば、気温減率が大きいほうが強い系、強い降水が発達する

湿潤環境ならば、初期擾乱に対する感度は顕著ではなくなる

今後

- より現実的な問題設定による数値実験
  - 日変化
  - 陸上 vs 海上
  - 水平方向の不均一性
  - 外的強制
    - 大規模場の擾乱
    - 地形
- 超高解像度実験
  - Large-eddy simulation