

第3回メソ気象セミナー，静岡県男女共同参画センター「あざれあ」，
2016年7月9～10日

数値実験と統計解析による 湿潤対流とその環境条件の研究

竹見 哲也

京都大学 防災研究所



京都大学
KYOTO UNIVERSITY

本セミナーでの内容

メソ気象学研究における私の歩み

数値実験による湿潤対流のダイナミクスの研究

統計解析による湿潤対流とその環境条件の研究

湿潤対流を主としたメソ気象学研究のこれから

メソ気象学研究における私の歩み

略歴

1999年3月：京都大学理学研究科博士課程修了、博士(理学)

指導教官：光田寧先生(B4-D1)→里村雄彦先生(D2-D3)

1999年4月：大阪大学工学研究科助手

地球総合工学専攻という学際的な専攻、研究室の実態は船舶海洋工学科（造船学科から改称）

2001年5月～2002年4月：文部省在外研究

National Center for Atmospheric Research (NCAR)滞在、Richard Rotunno博士の指導

2004年5月～2007年2月：東京工業大学講師

環境理工学創造専攻という学際専攻、研究室の実態は建築風工学分野

2007年3月～現在：京都大学防災研究所准教授



大学院での研究テーマ

博士論文題目：Studies on the Structure, Evolution, and Maintenance Mechanism of a Severe Squall Line in an Arid Area
(乾燥地における激しいスコールラインの構造・発展及び維持メカニズムに関する研究)

1993年5月5日に中国ゴビ砂漠域で発生した激しいダスト
ストームのデータ解析

地上・高層気象観測、日中共同研究HEIFEによる特別観測網、気
象衛星「ひまわり」

極端に乾燥した条件での雨の蒸発冷却効果による地上気
象要素の変化

鉛直1次元降水モデルの作成と数値実験

乾燥した条件でのスコールラインの維持メカニズム

非静力学モデルARPSによる数値実験



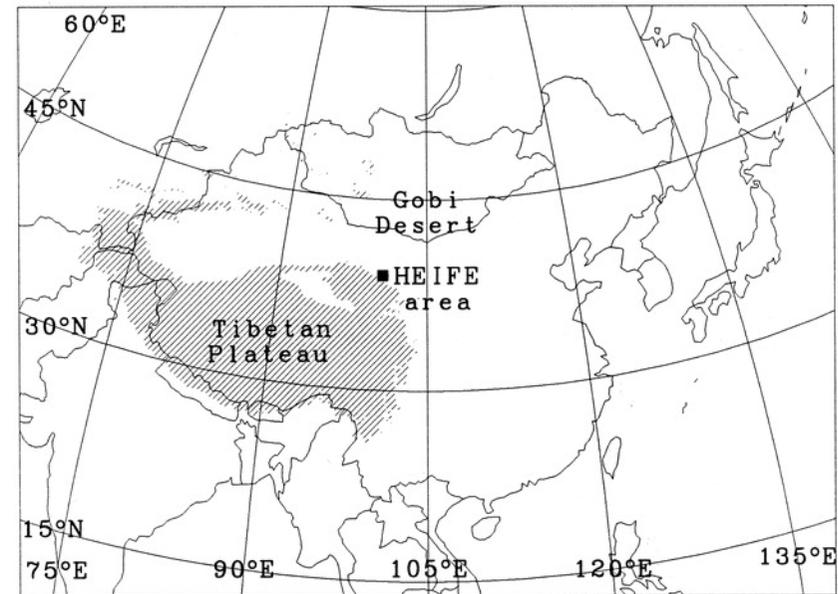
黒河流域における地空相互作用に関する日中共同研究 (HEIFE, FY 1989-1993)

中国北西部河西回廊で
の気象・水文観測



(玉川一郎氏撮影)

周辺地図



ダストストームを発生させたスコールラインの解析

Structure and Evolution of a Severe Squall Line over the Arid Region in Northwest China

TETSUYA TAKEMI

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Kyoto, Japan

(Manuscript received 3 September 1997, in final form 26 June 1998)

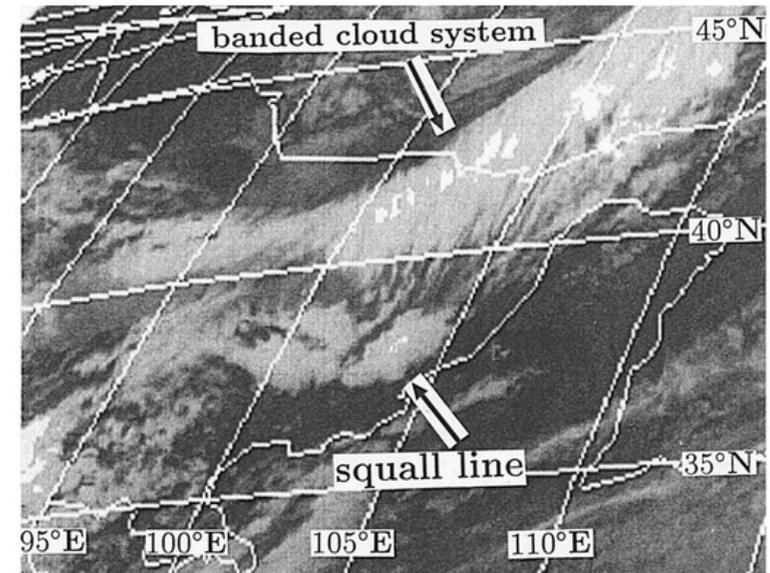
ABSTRACT

The structure and evolution of a long-lived squall line associated with a disastrous dust storm, called a black storm, that occurred over the arid region in northwest China are described. Data used in the present study were those from routine observations in China and those acquired from surface observations of the Heife River Field Experiment. The squall line evolved within an extremely dry environment in which surface water vapor mixing ratios were less than 2.5 g kg^{-1} and the level of free convection (LFC) was very high. The surface cold-air outflow that emanated from the squall line propagated rapidly, producing strong horizontal convergence at the leading edge of the cold pool. The deep, dry mixed layer that developed over the desert region, owing to strong solar surface heating, played a significant role in determining the squall line evolution. The maximum depth of the mixed layer was estimated as more than 4 km, which is often found over the desert regions of China. The growth of the deep mixed layer decreased the difference in height between the mixed-layer top and the LFC, minimizing the energy required to lift mixed-layer air above the LFC. Furthermore, the dry mixed layer is favorable for the development of an evaporatively driven downdraft, leading to the development of a surface cold pool and near-zero surface rainfall.

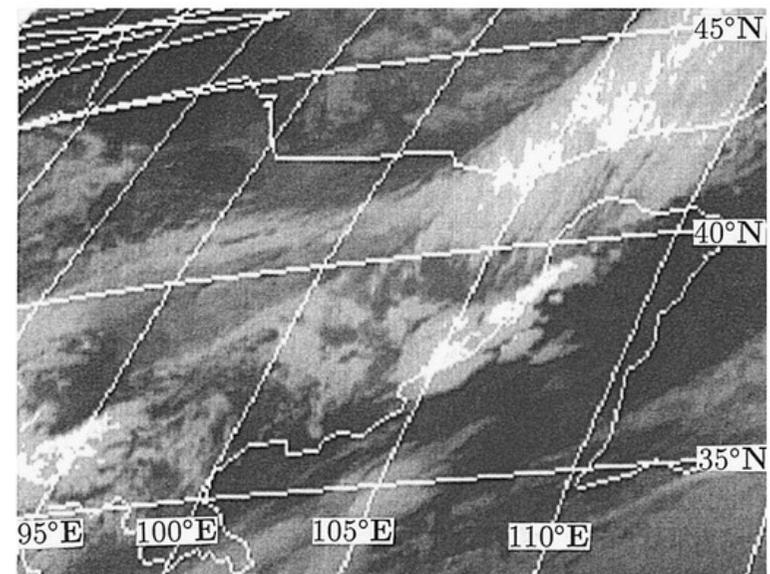


(Mitsuta et al. 1995; Takemi 1999)

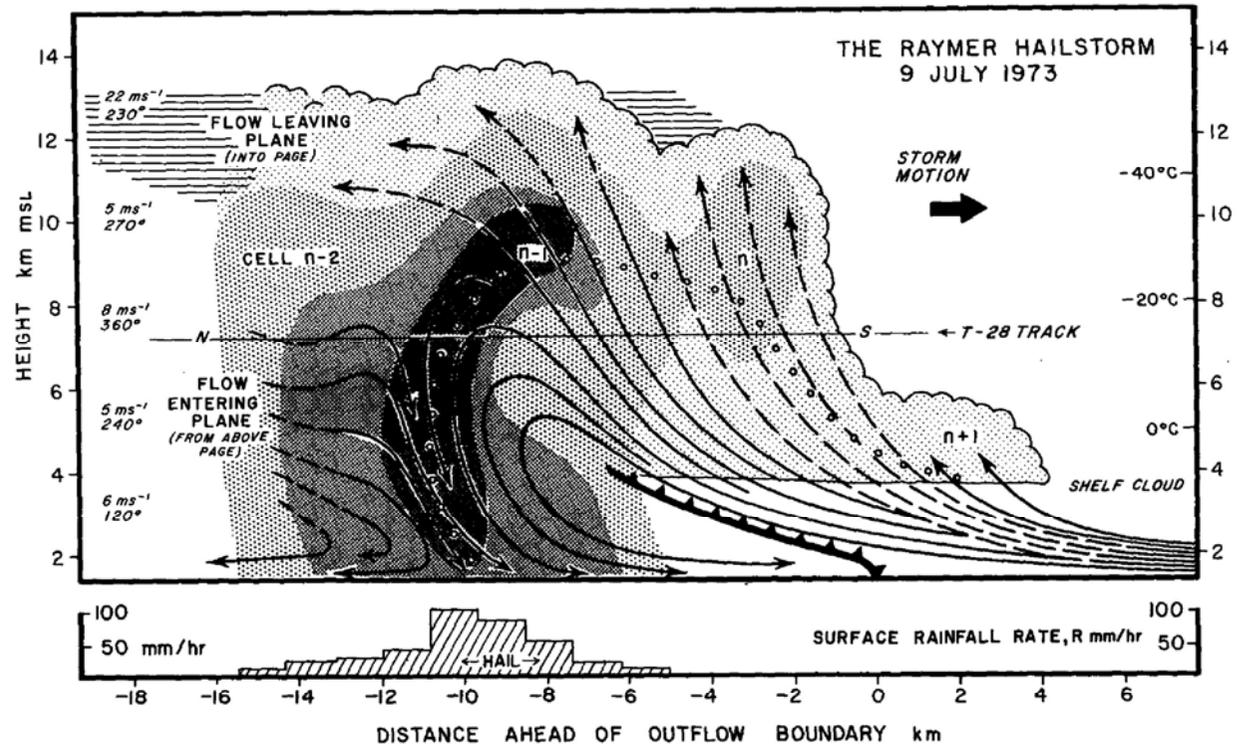
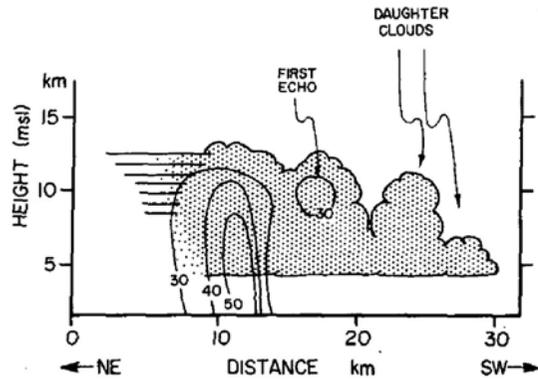
(a) プリフロンタルスコールライン



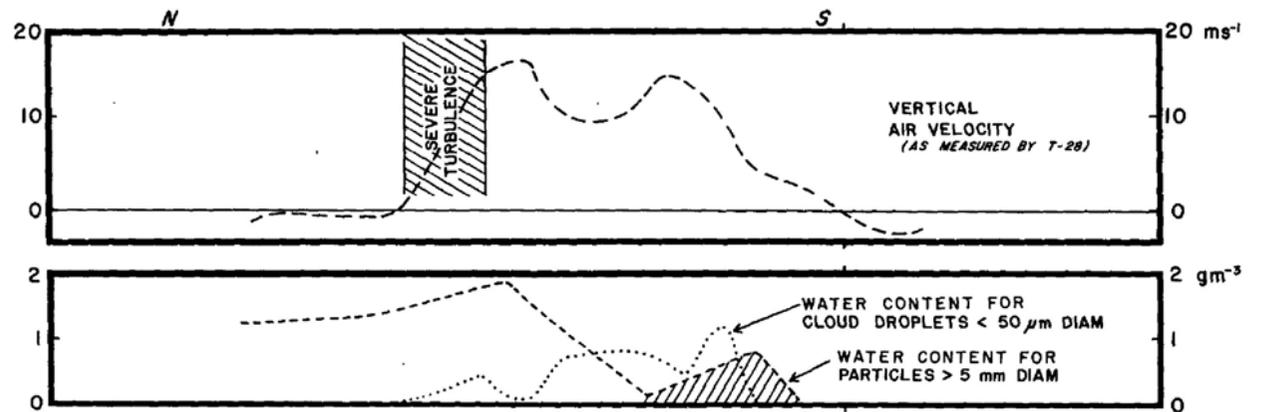
(b)



マルチセル・ストームと同じか？

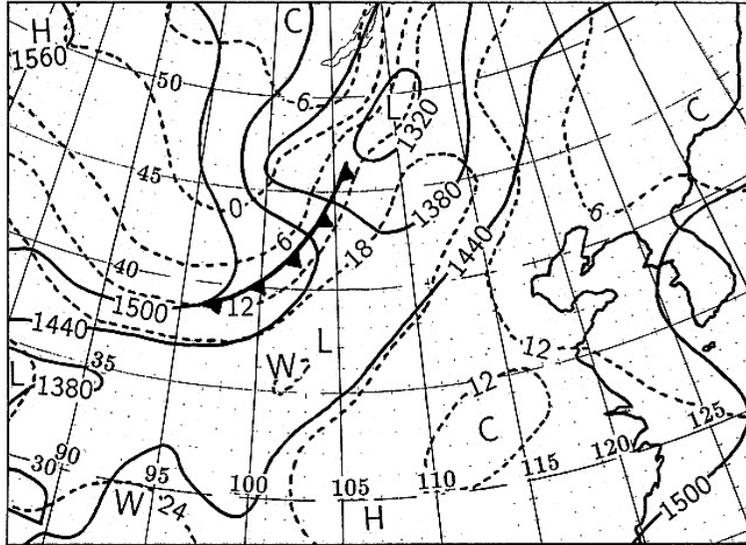


(Browning et al. 1976)

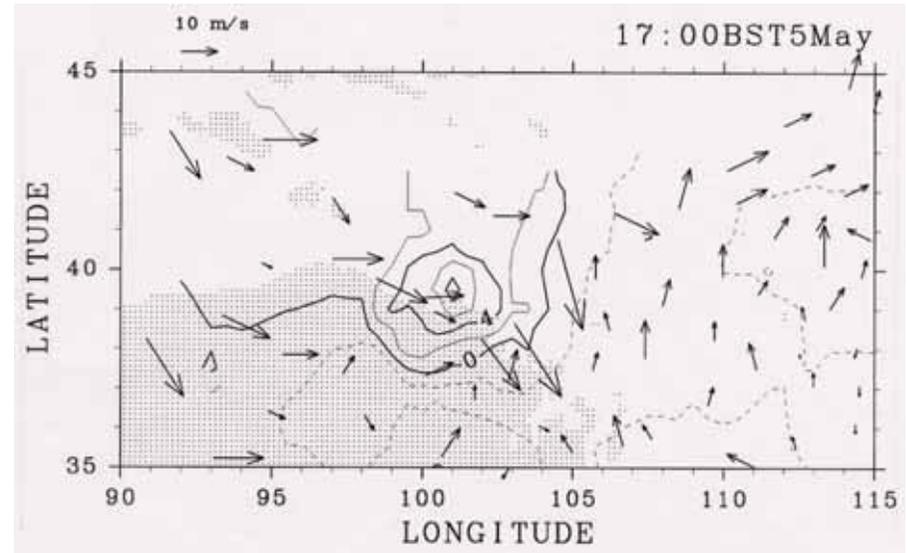


少ない観測データでどうする？

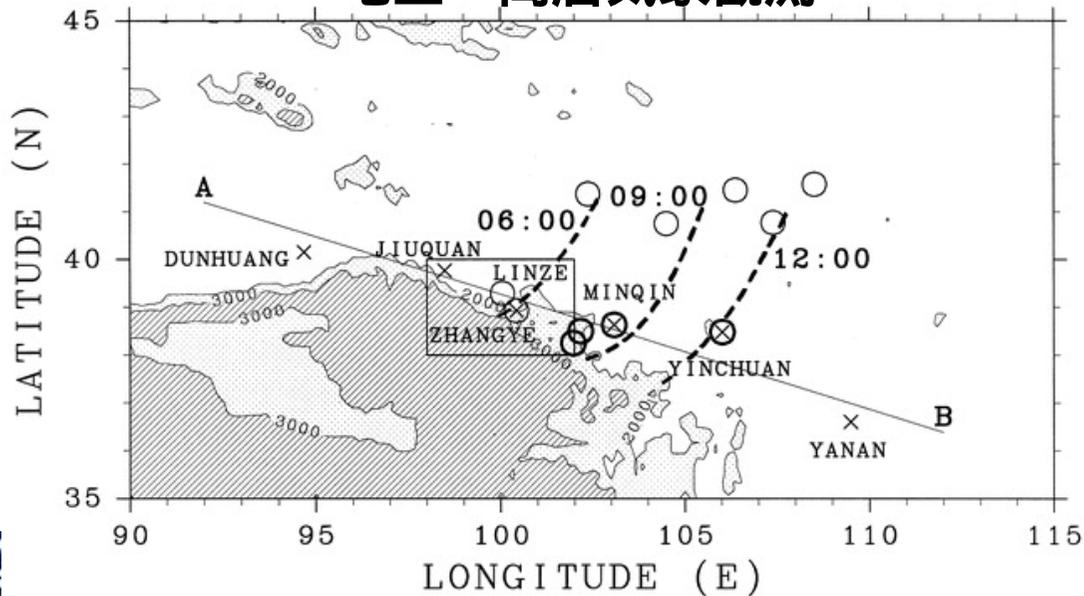
850 hPa面天気図



地上での気圧偏差と風



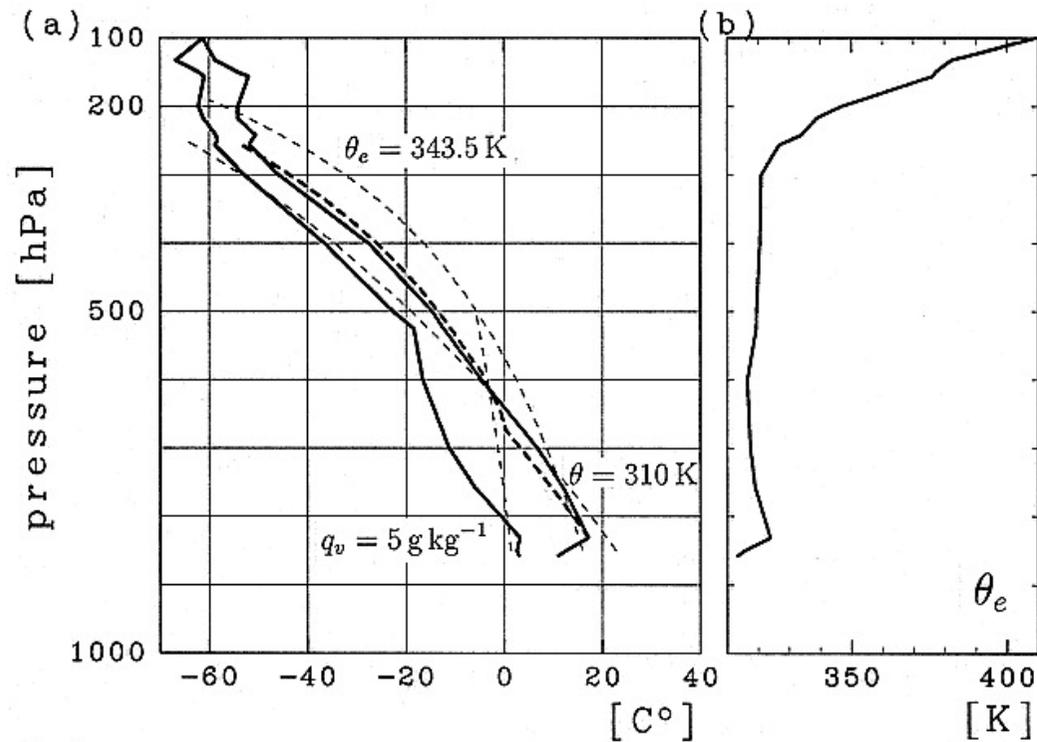
地上・高層気象観測



- : ダストストームを観測した地上観測点
- × : 高層気象観測点

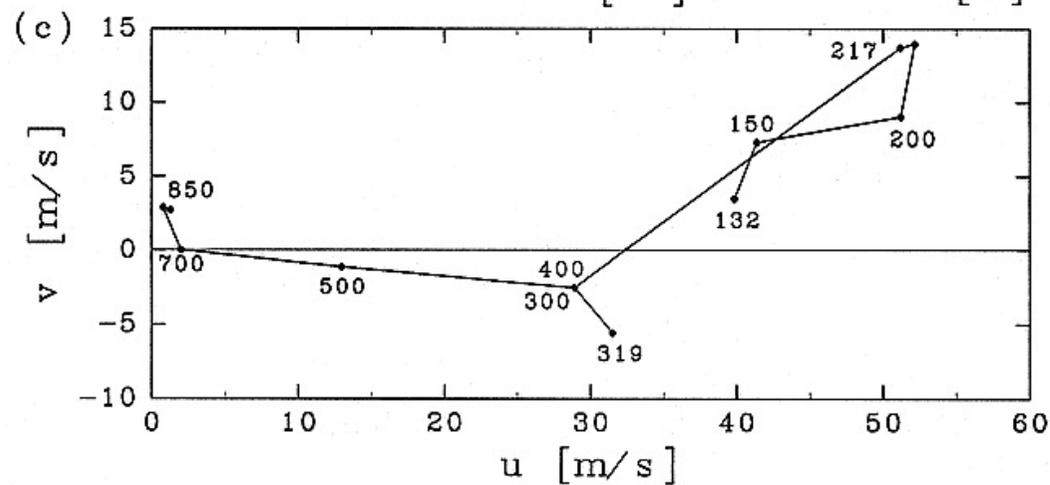
(Takemi 1999)

まず鉛直構造を見よう



CAPE = 450 J/kg
CIN = 122 J/kg
PW = 11.1 mm

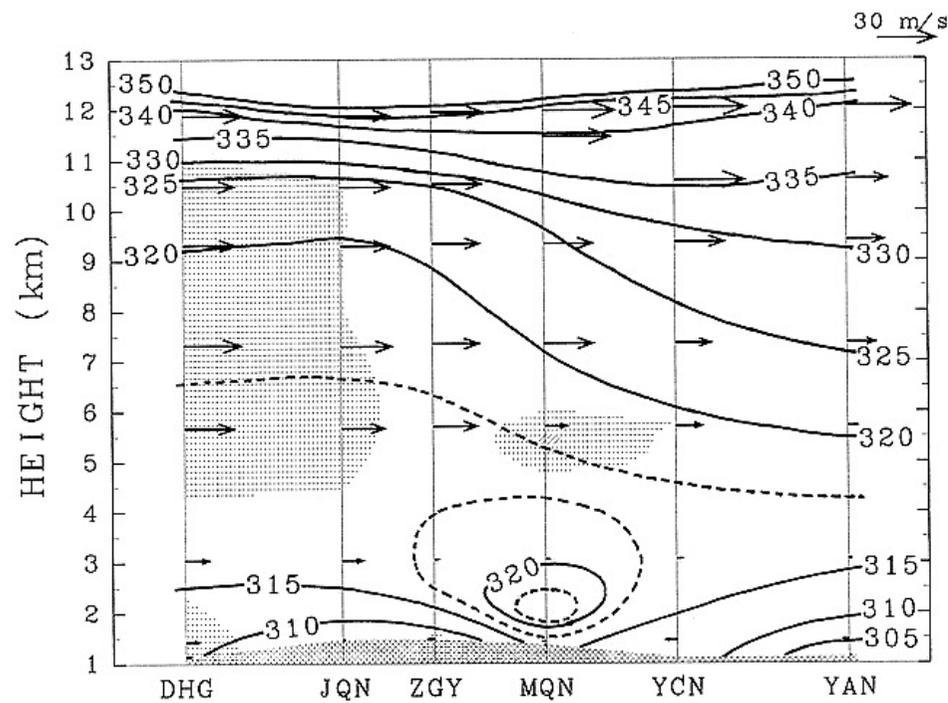
cf. 1991年5月の平均
 PW:約7 mm



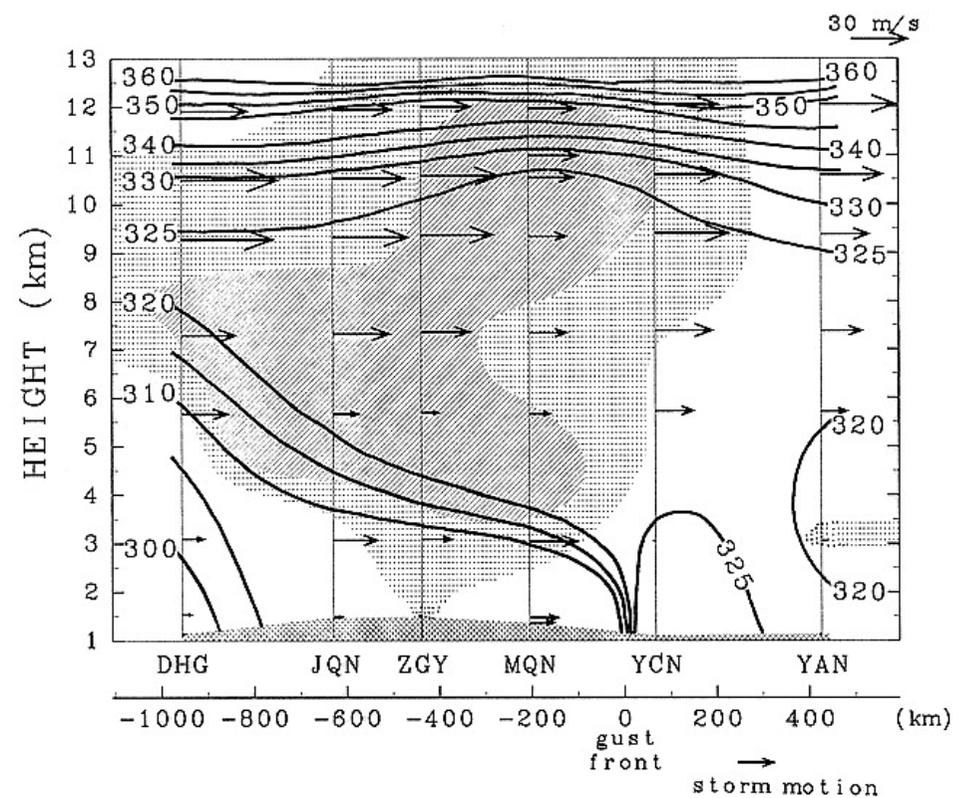
(Takemi 1999)

多点の高層観測から鉛直断面により構造を診断

スコールライン発生前

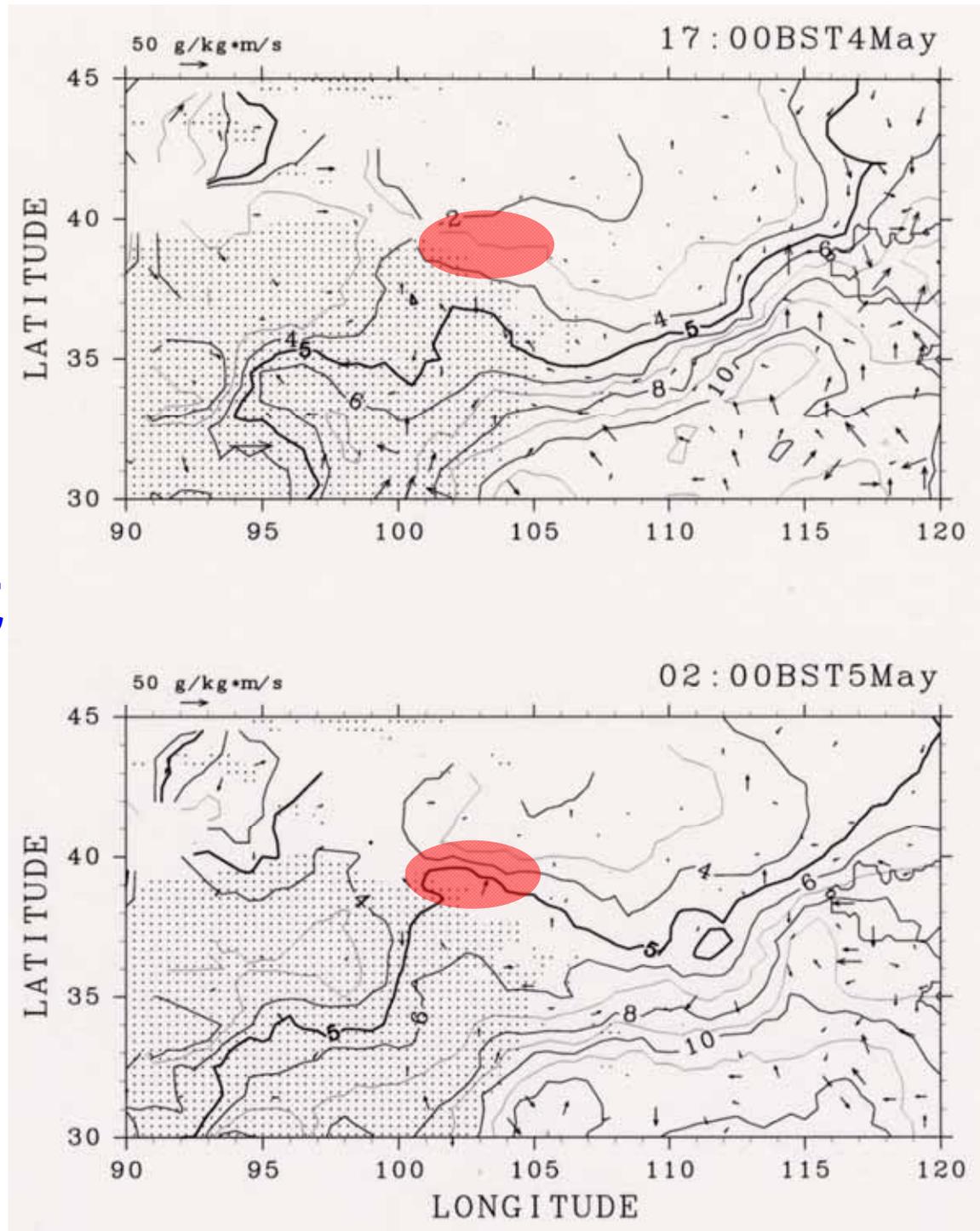


スコールライン成熟期



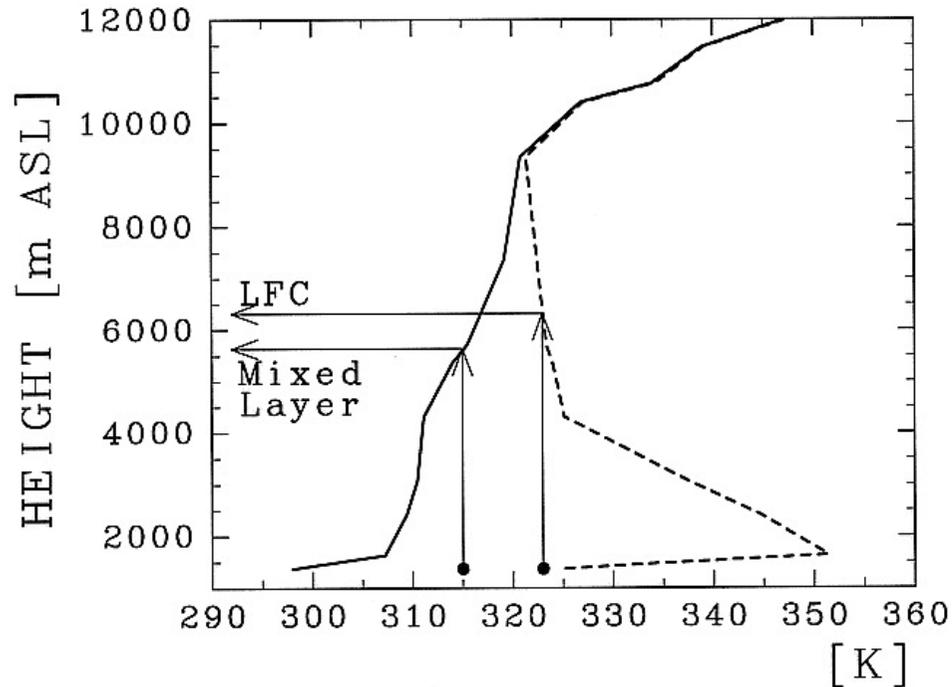
なぜ砂漠のような 水蒸気が過少な場所 で発生？

1. 少ないながらも水蒸気
量が増加傾向にあった



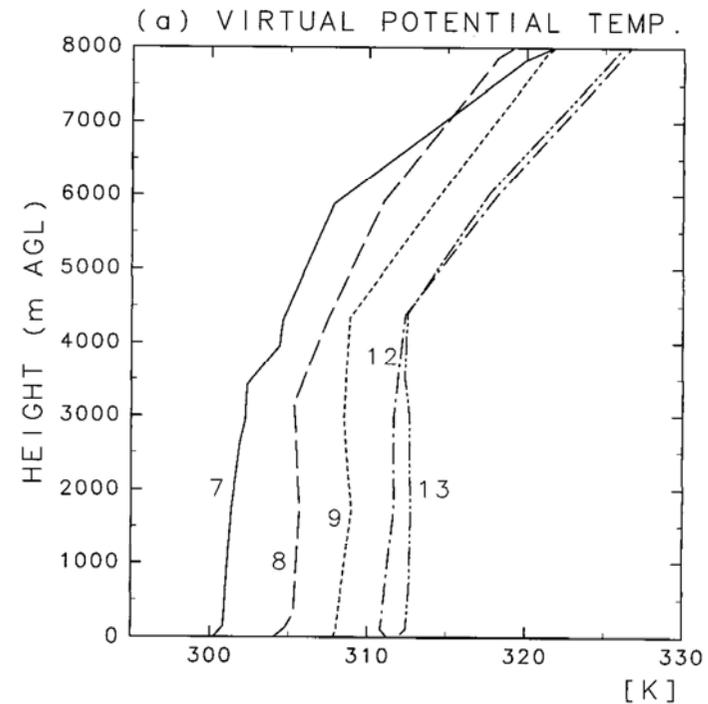
2. 砂漠地域の対流混合層は非常に厚い

朝のプロファイルから日中最高気温の気塊を持ち上げて混合層厚を見積もる



(Takemi 1999)

1991年5月のうち、混合層が厚い上位5日分の仮温位プロファイル



(Takemi and Satomura 2000)

対流混合層の上端高度と自由対流高度との差は小さい



トリガーがあれば容易に対流発達

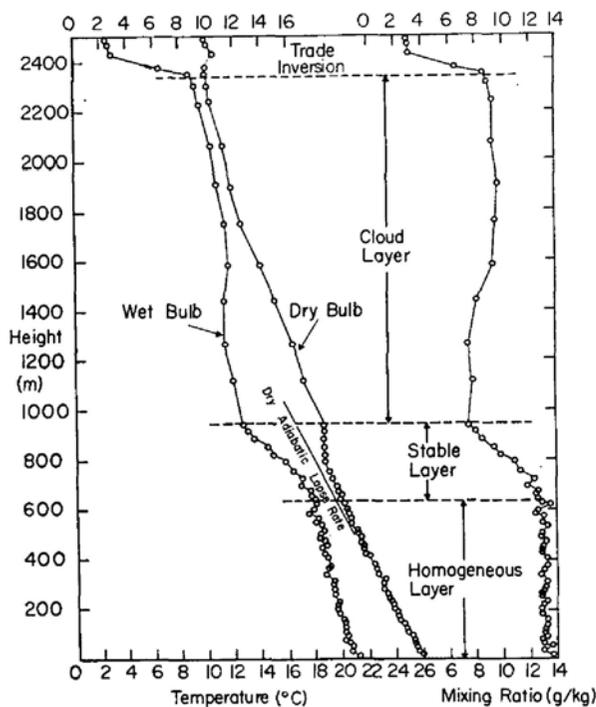
乾燥地の境界層が他地域と比べて特異なこと

水蒸気プロファイルが異なる

貿易風帯での積雲形成時の
大気境界層

米国コロラド州北東部
(半乾燥地)

中国ゴビ砂漠
(乾燥地)



(Garstang and Betts 1974)

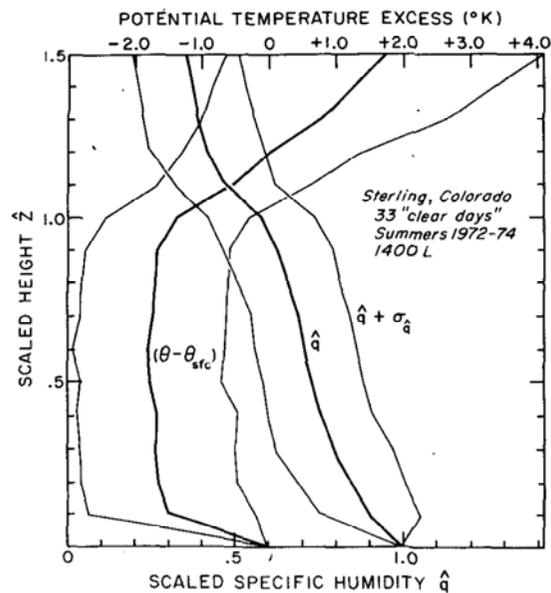
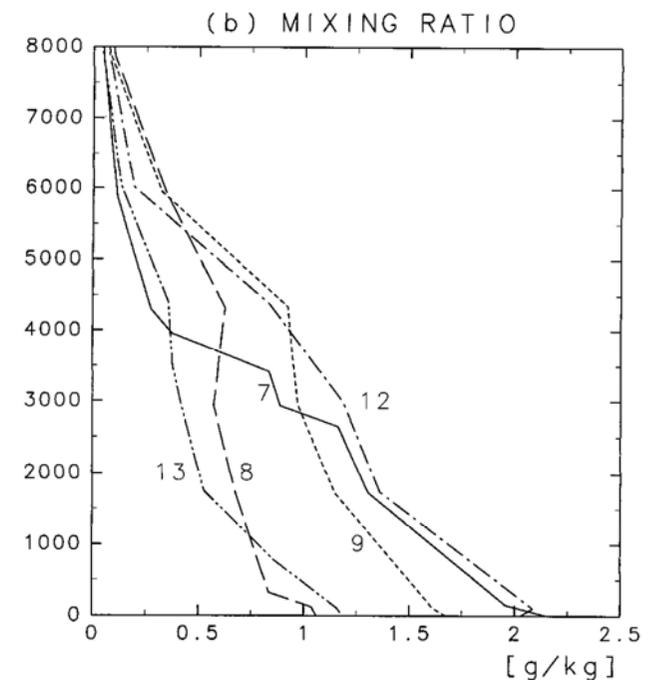


FIG. 2. Composite profiles of potential temperature and specific humidity at 1400 local standard for 33 days, 20 May–1 August, 1972–74, Sterling, Colo., on which no clouds except high thin scattered occur between 0900 and 1400 (clear days). Thin lines indicate standard deviations. Before averaging, specific humidity profiles are scaled with respect to the surface value and height with respect to the mixed layer depth, while the potential temperature values are reduced by the surface value. The average mixed layer depth is 1710 m with a standard deviation of 765 m. The average surface mixing ratio is 9.3 g kg^{-1} .

(Mahrt 1976)



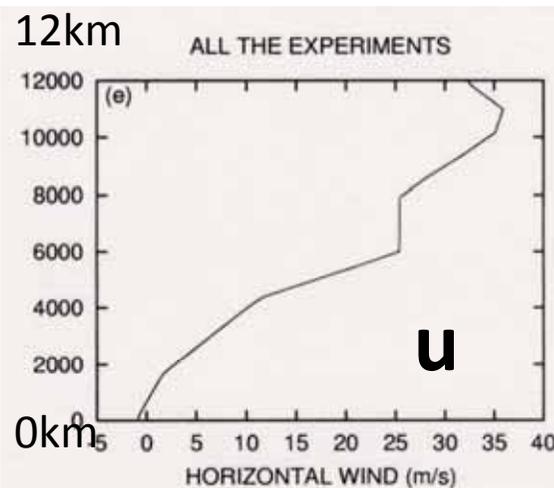
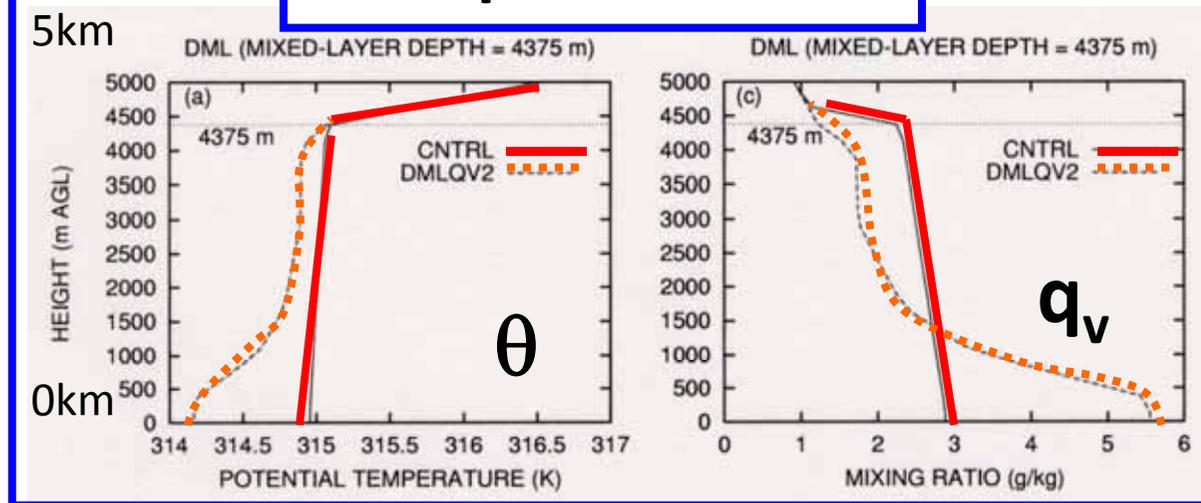
(Takemi and Satomura 2000)



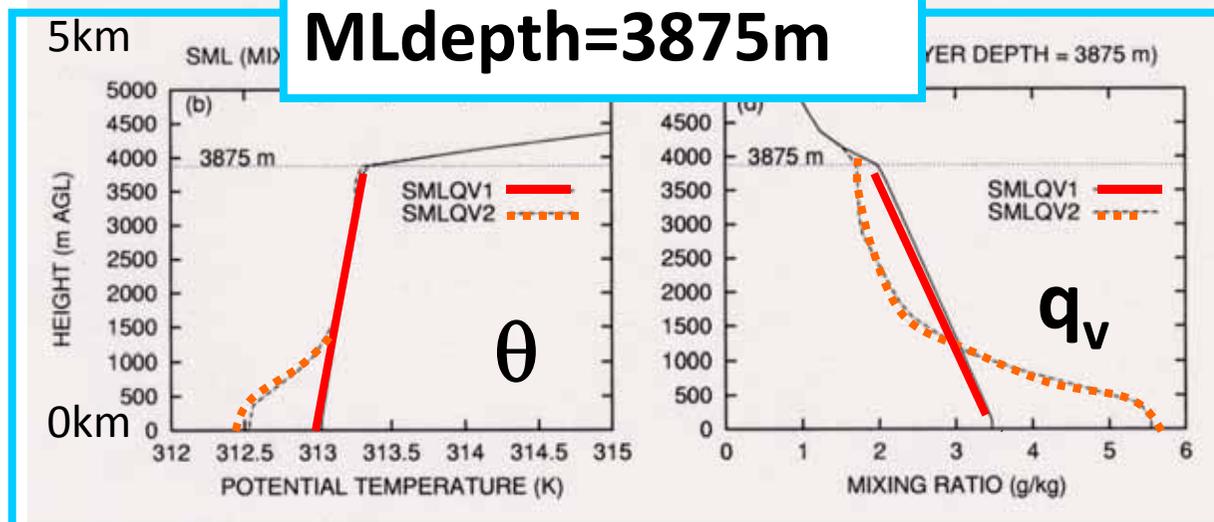
数値実験により対流系の維持メカニズムを調べる

混合層内での水蒸気プロファイルに対する感度に着目

MLdepth=4375m



MLdepth=3875m

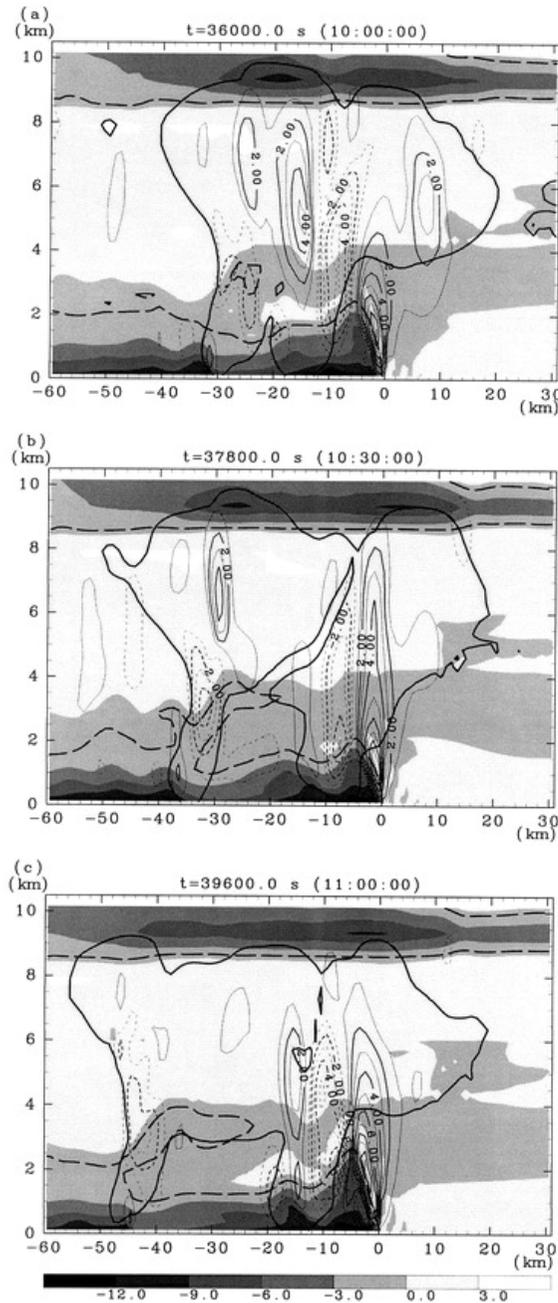


(Takemi and Satomura 2000)

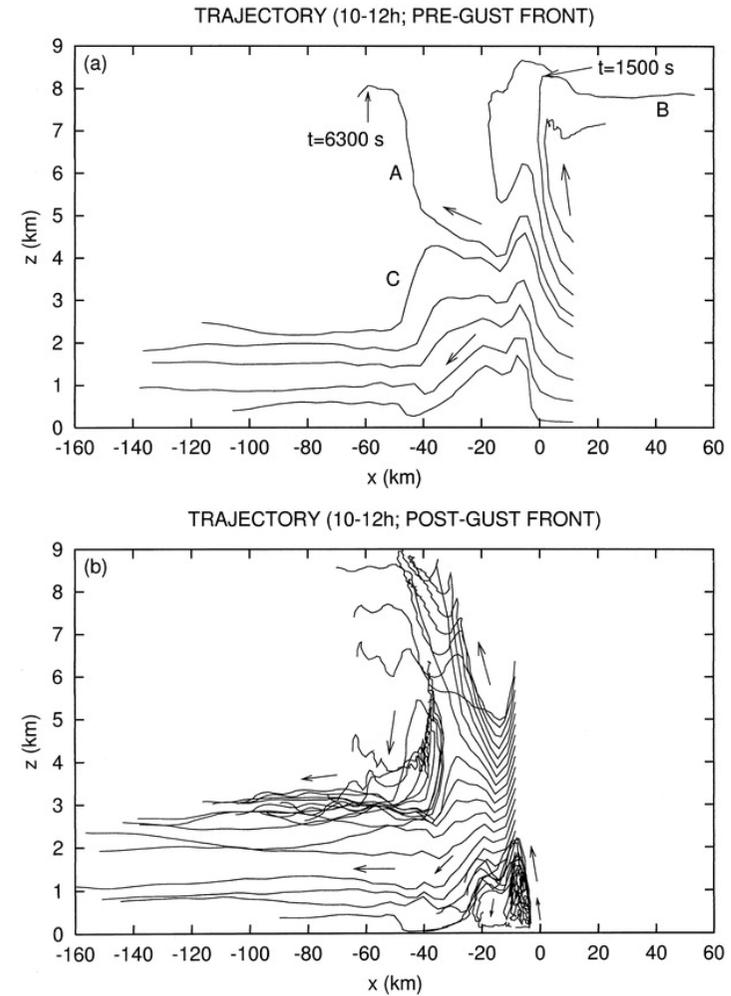


水蒸気量がよく混合している場合

SLの鉛直断面
の時間発展



空気塊の軌跡

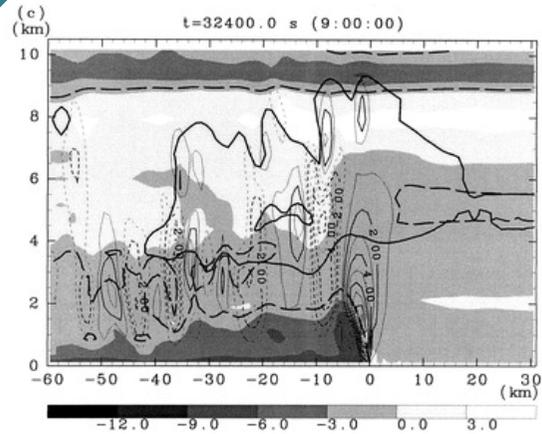
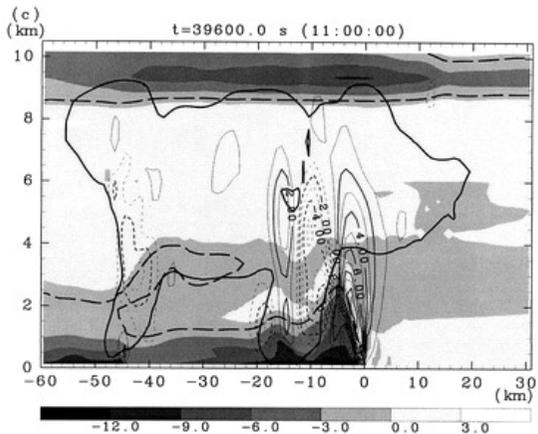
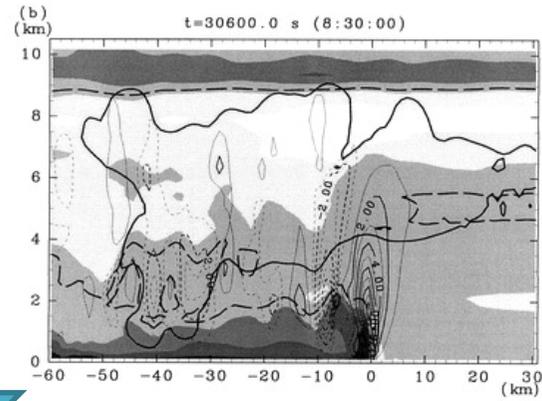
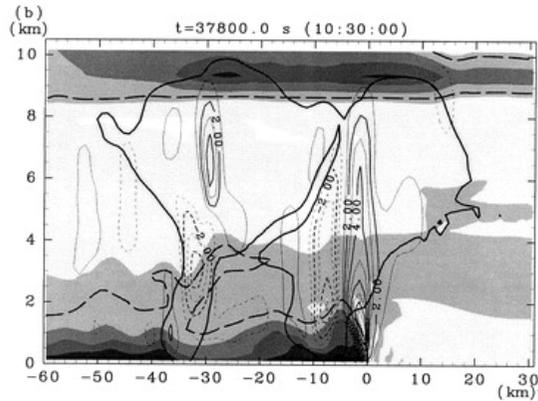
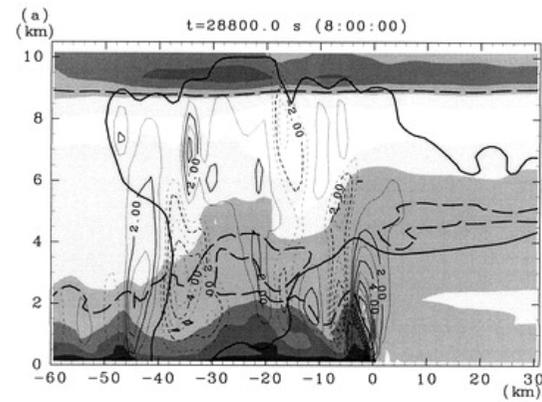
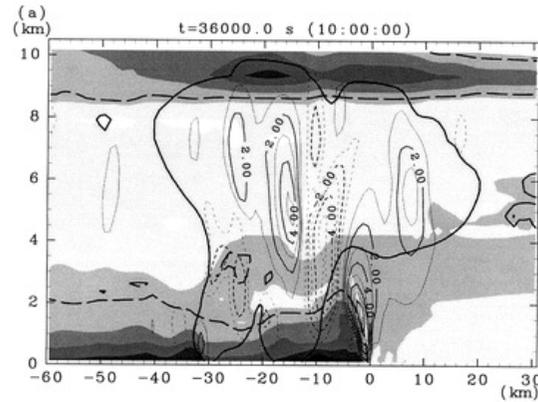


(Takemi and Satomura 2000)

水蒸気プロファイルに対する感度

高さとともに混合したプロファイル

高さとともに急減するプロファイル



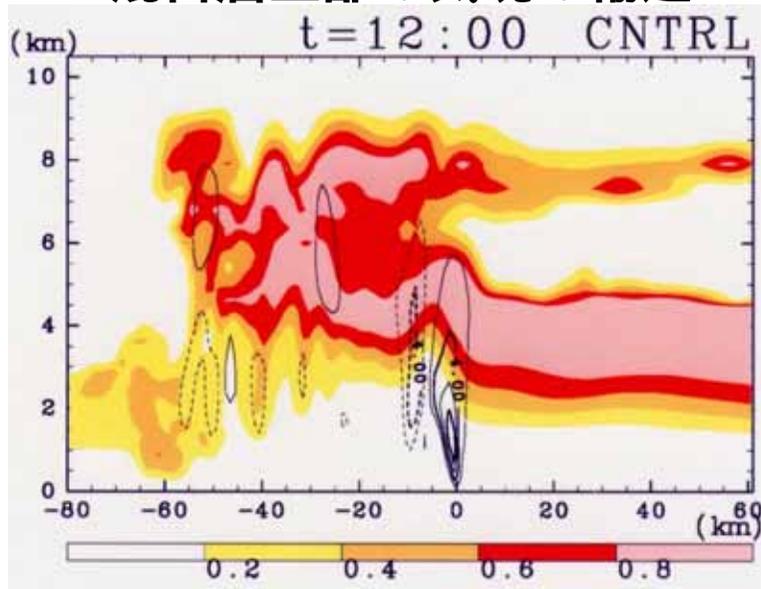
時間経過

混合層上部の気塊の持ち上げが重要

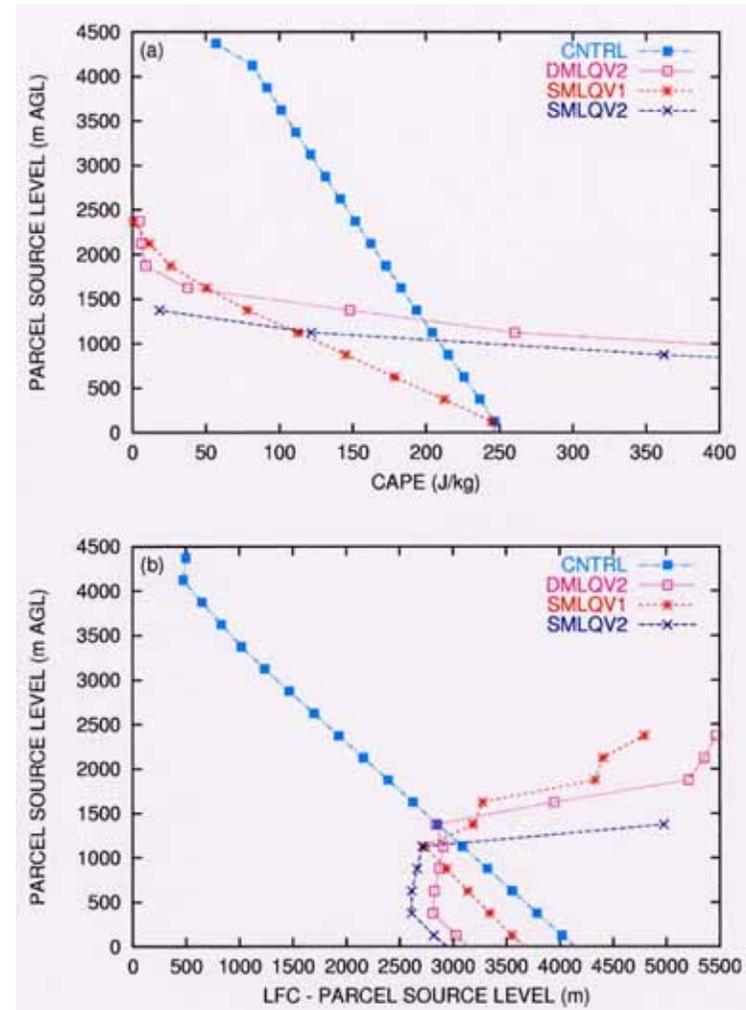
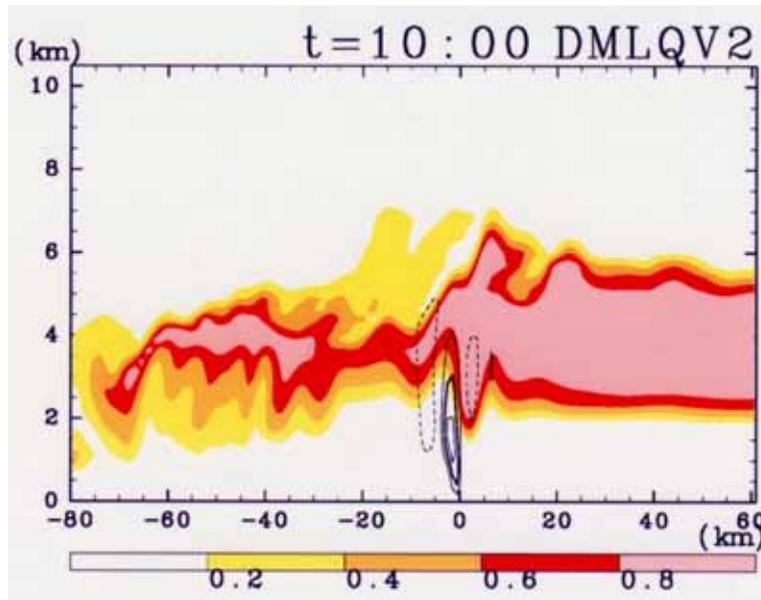
混合層上部の気塊の輸送

混合層気塊のCAPEおよびLFCまでの高度差

混合プロファイル

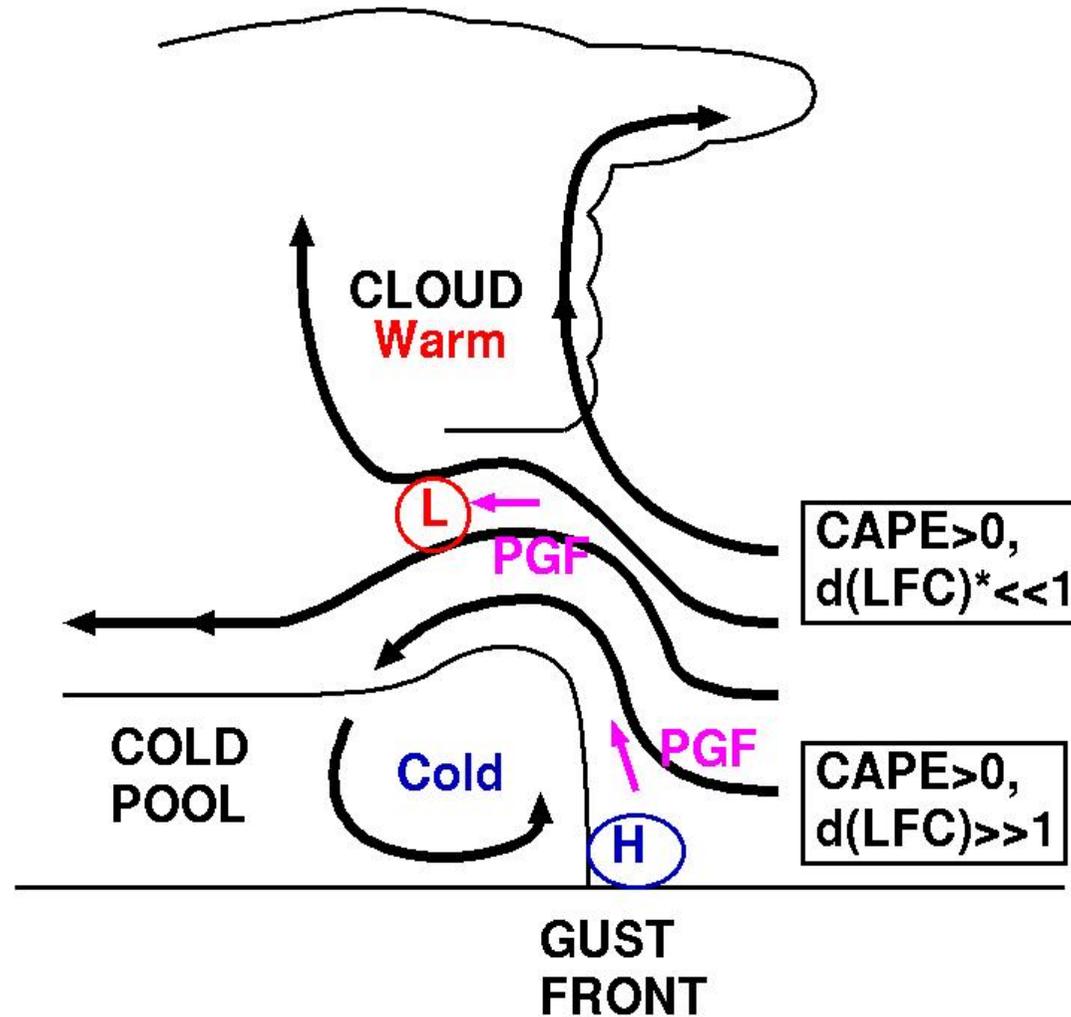


急減プロファイル



(Takemi and Satomura 2000)

乾燥条件でのスコールラインの概念図



* $d(LFC) = LFC - \text{Parcel's level}$

(竹見・里村, 1999)

積み残したこと

対流が持続的に発達するかどうかは、境界層内の不安定性が大事であることは分かった。一方、スコールラインの流れパターンは、不安定性のみならず鉛直シアーによっても変わる。

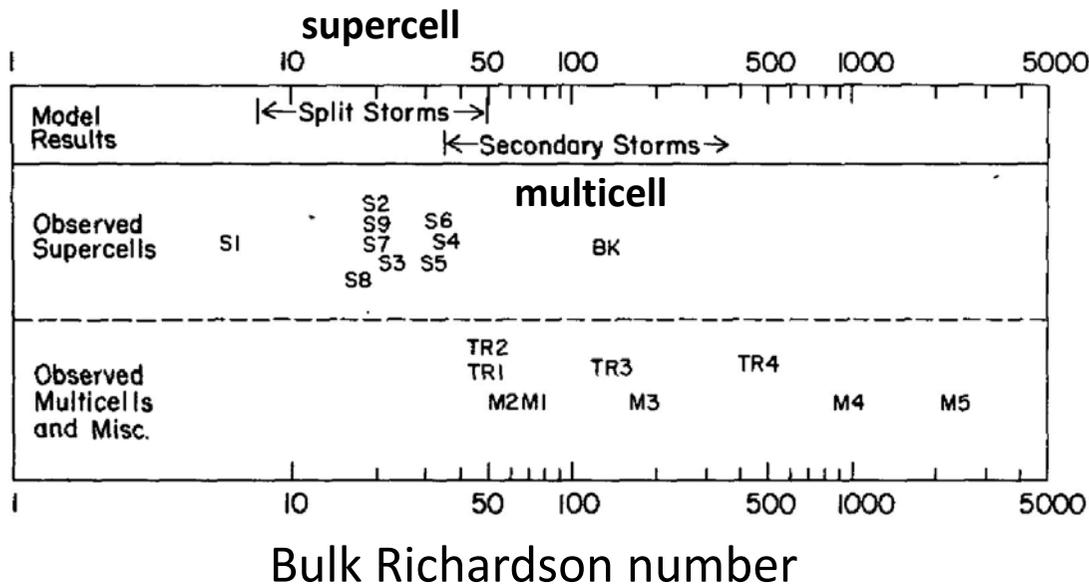
鉛直シアーの違いによって、スコールライン循環の違いや形態はどうなるか？

CAPEの鉛直分布が重要であることがわかった。これは地域による違いがありそうで、熱帯や中緯度などを想定した鉛直プロファイルを考える必要がある。

気温減率や水蒸気量プロファイルをよりシステマティックに変化させた感度解析

ストーム形態と環境条件

ストーム形態はbulk Richardson数
でうまく整理できる



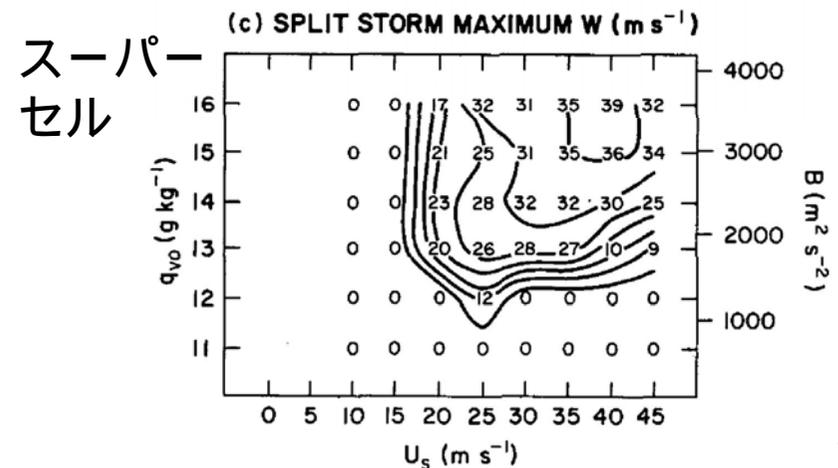
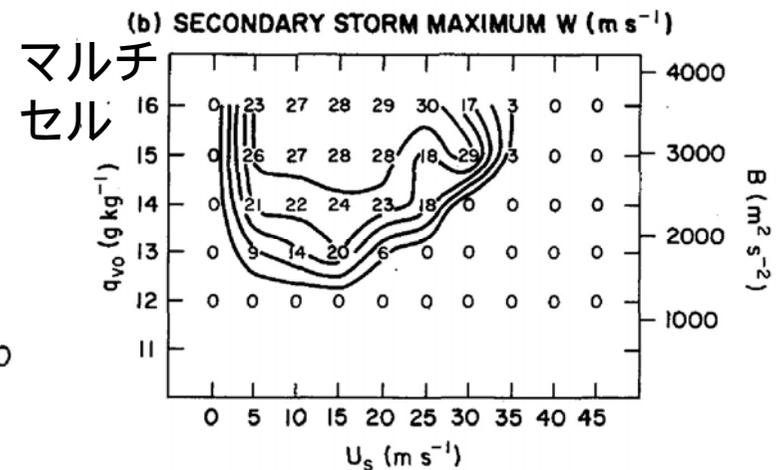
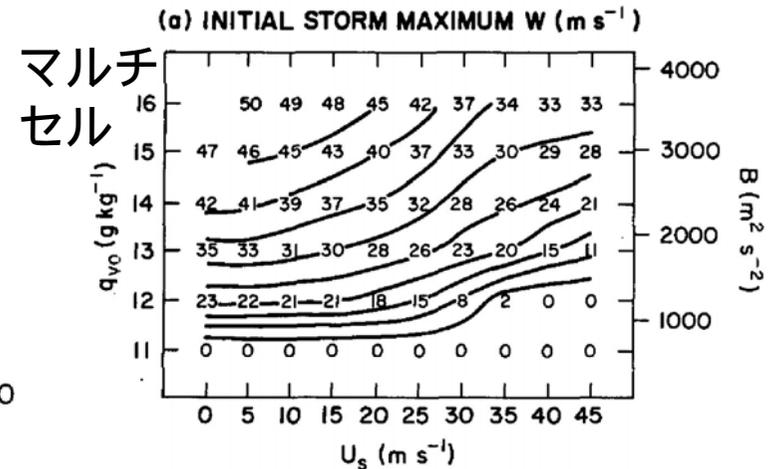
S: supercells

M: multicells

TR: tropical cloud clusters and squall lines

BK: ?

(Weisman and Klemp 1982)



大阪時代

海洋研究開発機構・海洋地球研究船「みらい」に乗船した
西太平洋熱帯海域での気象・海象観測に従事
(MR99-K03, MR00-K04, MR02-K04)

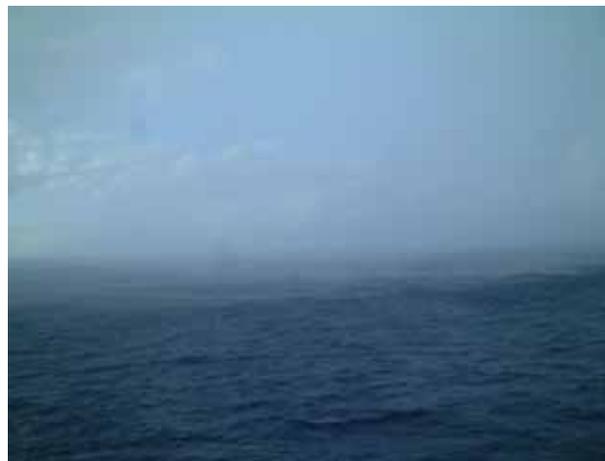


海洋地球研究船「みらい」
青森県関根浜港にて



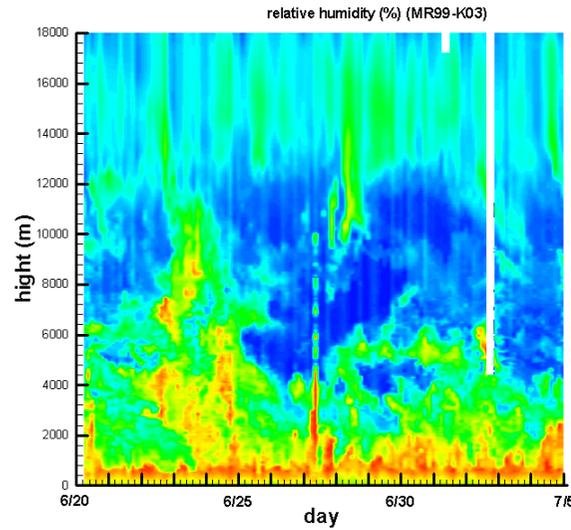
海上の雄大積雲

スコール

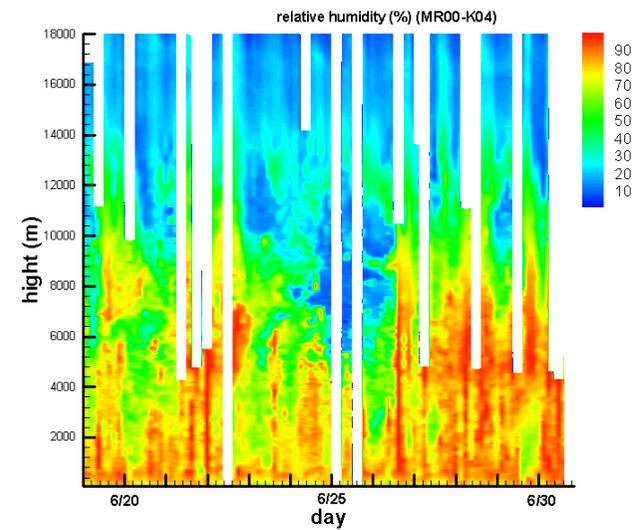


熱帯大気では湿度変動が顕著

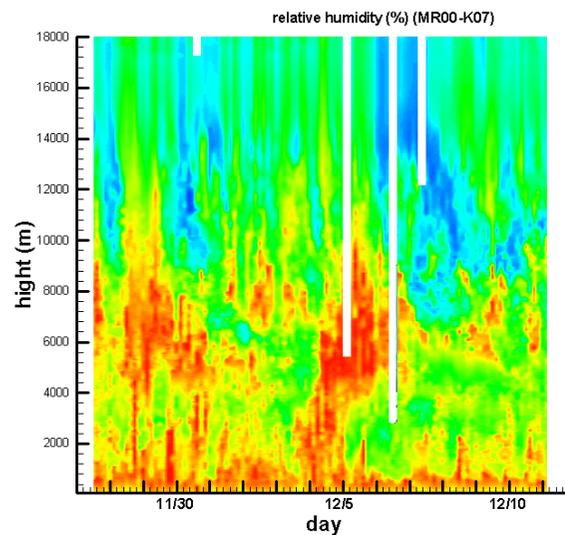
Height
↑
Time
→



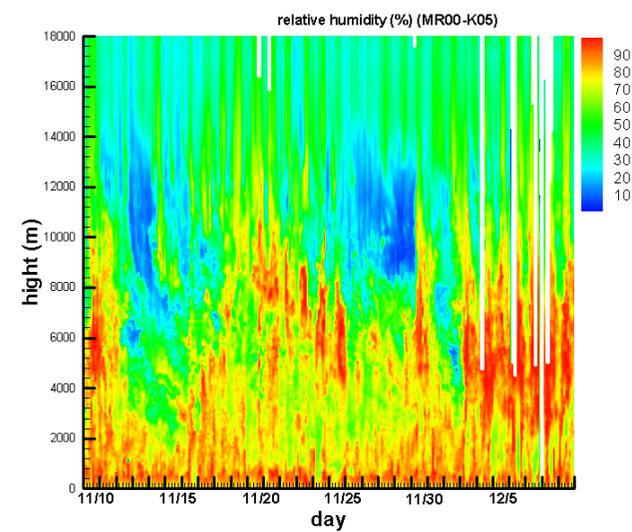
MR99-K03 (Jun/Jul 1999)



MR00-K04 (Jun 2000)



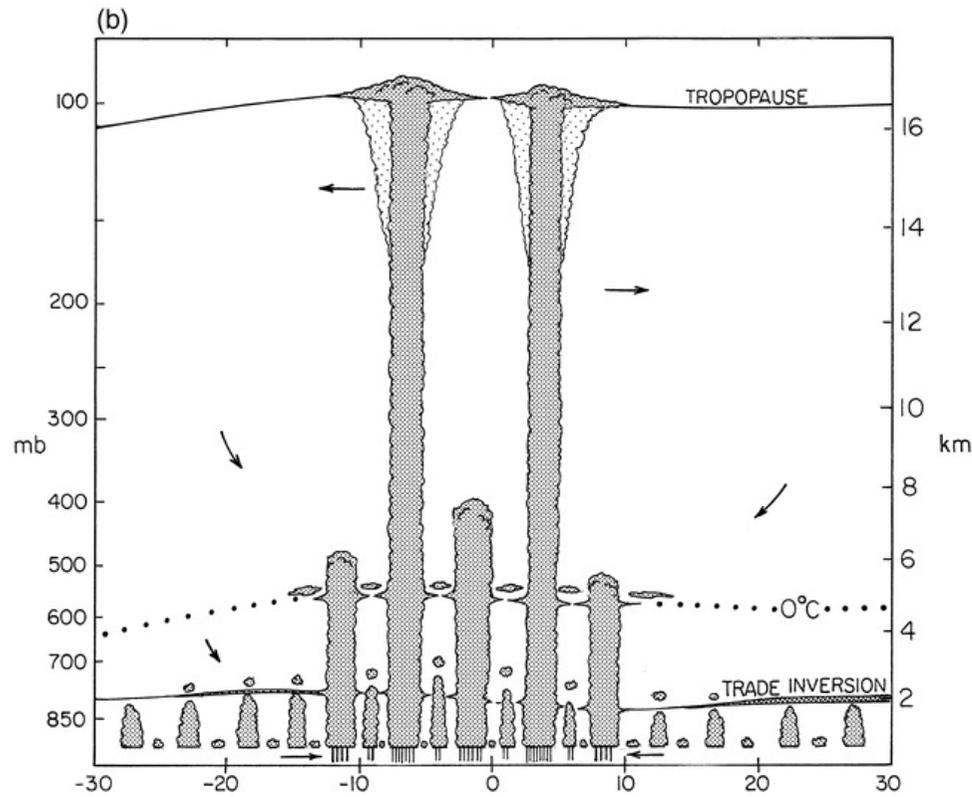
MR00-K07 (Nov/Dec 2000)



MR01-K05 (Nov/Dec 2001)

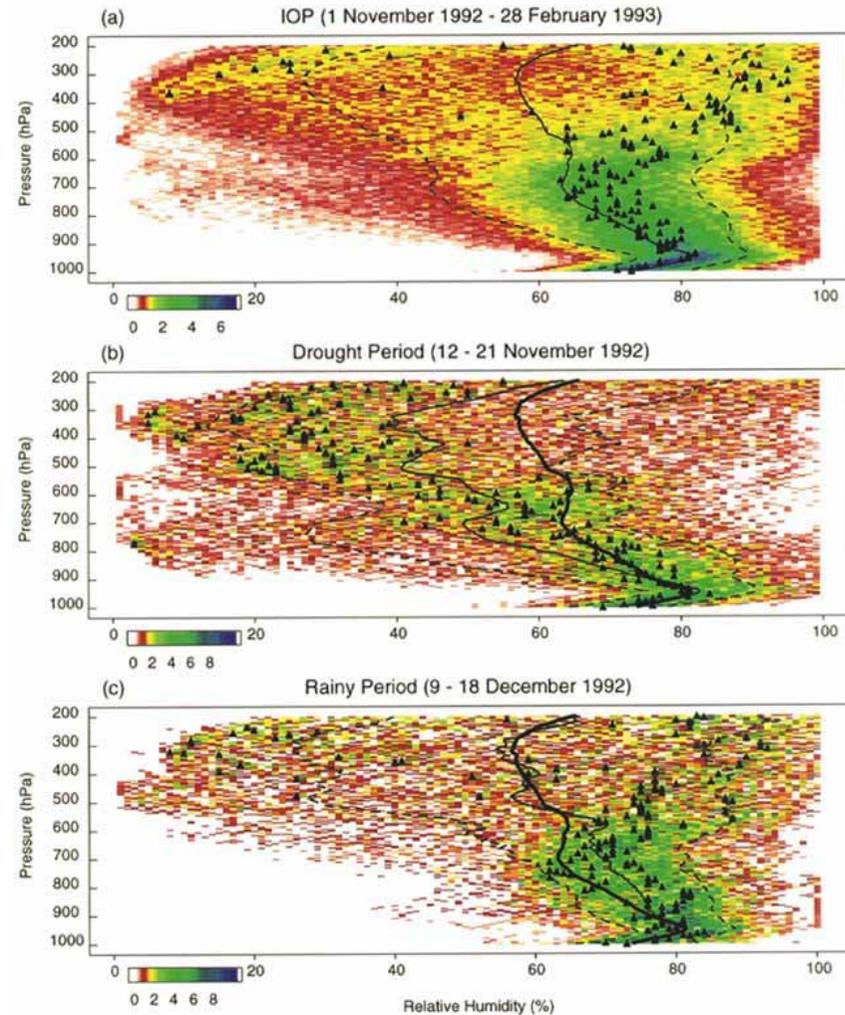
対流活動と湿度変動

熱帯対流の3モード 積雲・雄大積雲・積乱雲



(Johnson et al. 1999)

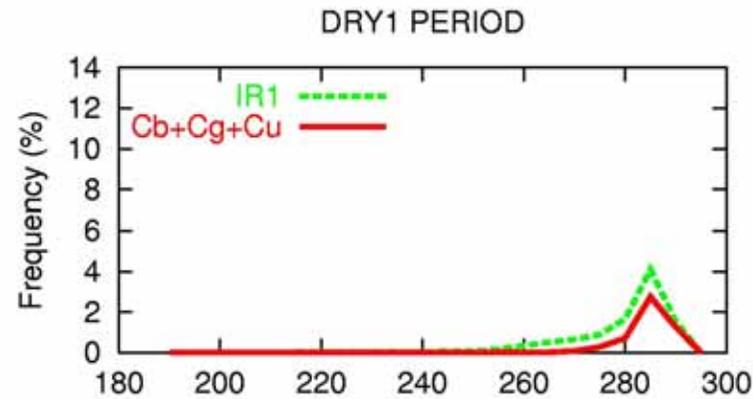
対流活発時と不活発時とで 湿度プロファイルが異なる



(Brown and Zhang 1997)

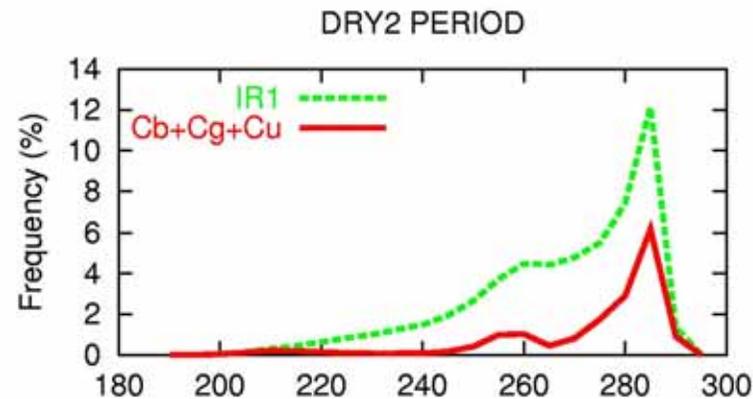
湿度条件の違いによる対流雲の雲頂高度の違い

Very dry period
(DRY1)

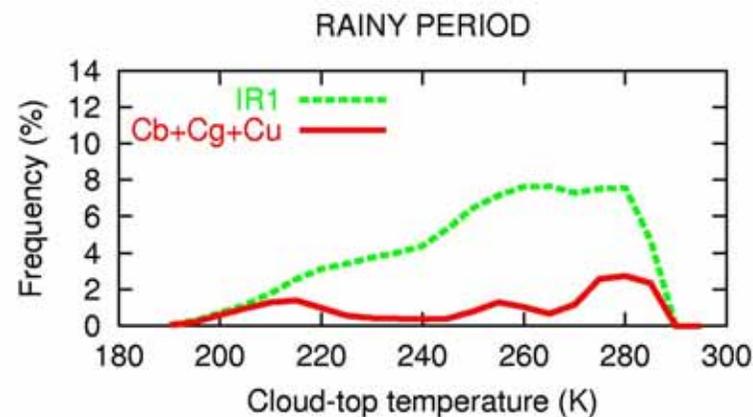


雲頂温度が低い =
雲頂高度が高い =
背の高い積乱雲

Dry period
(DRY2)



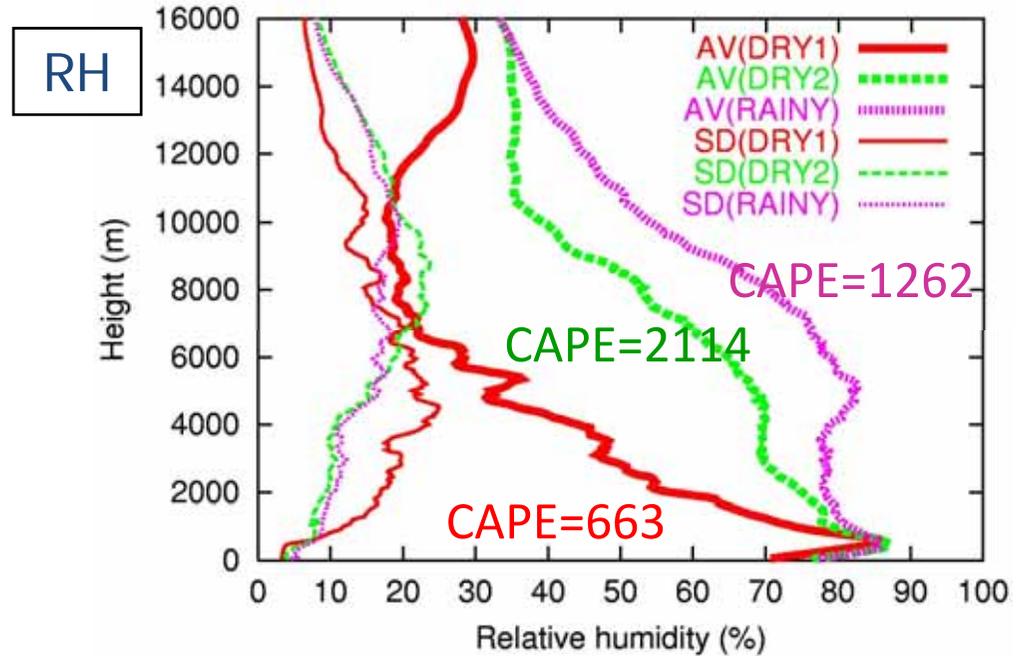
Rainy period
(RAINY)



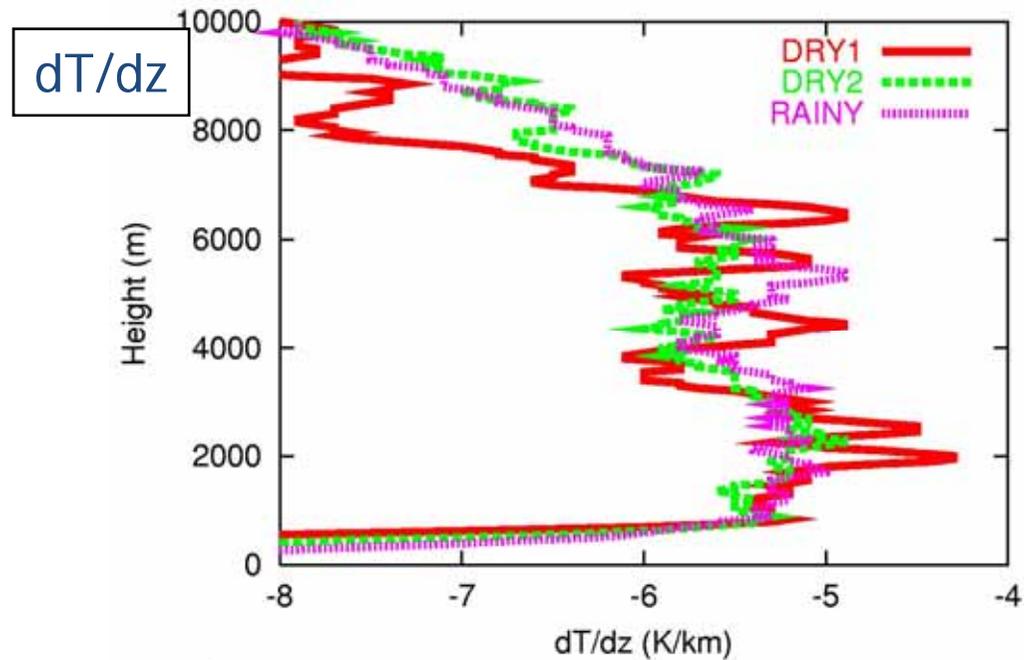
(Takemi et al. 2004)

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).

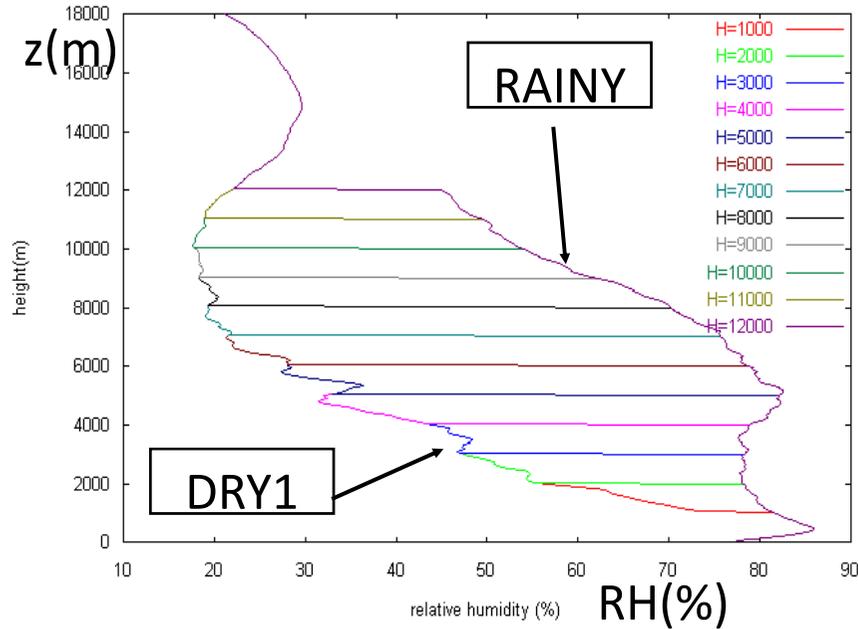


(Takemi et al. 2004)

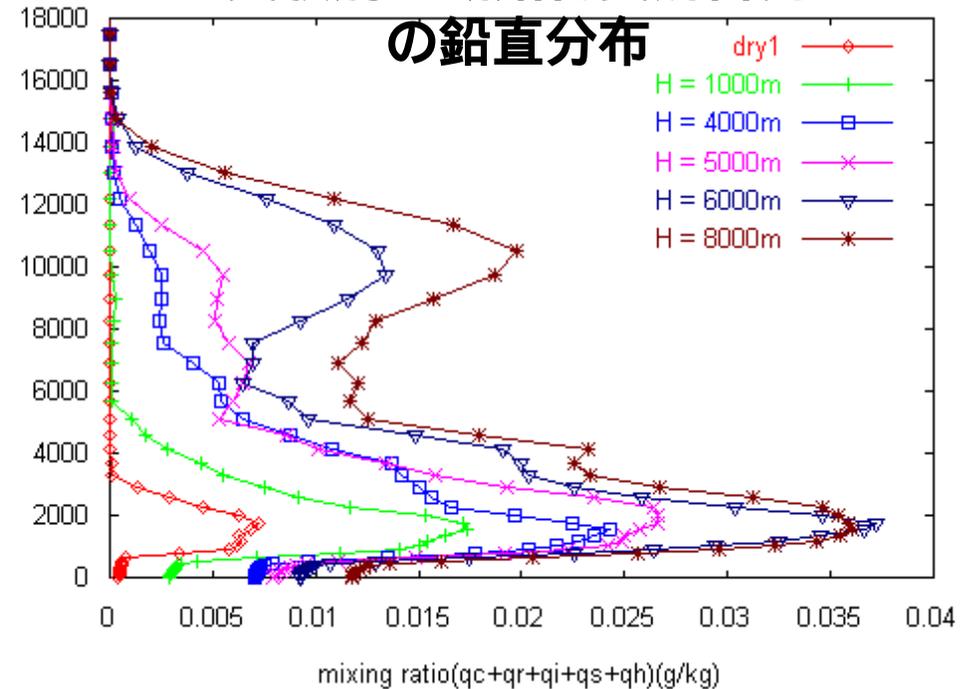


数値実験：湿度プロファイルに対する感度

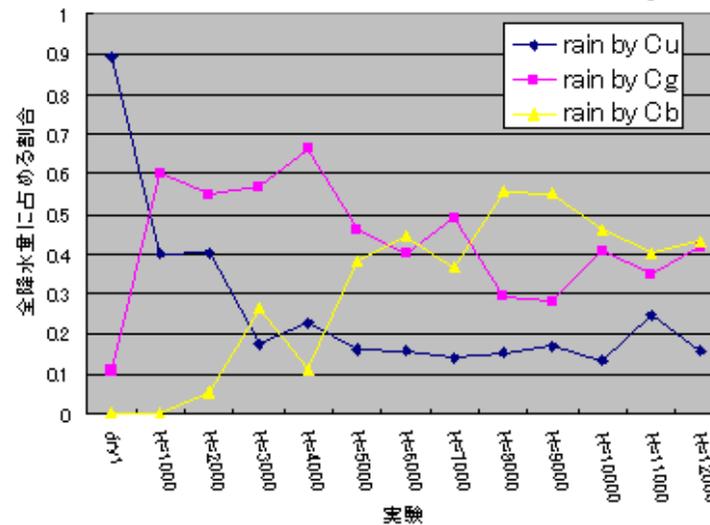
相対湿度プロファイル



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)

数値実験による湿潤対流のダイナミクス の研究

WRFとの出会い

May 2001-April 2002: Visiting scientist at National Center for Atmospheric Research (NCAR)

SEPTEMBER 2003

TAKEMI AND ROTUNNO

2085

Tetsuya Takemi and Richard Rotunno, 2003: The Effects of Subgrid Model Mixing and Numerical Filtering in Simulations of Mesoscale Cloud Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2085–2101.

The Effects of Subgrid Model Mixing and Numerical Filtering in Simulations of Mesoscale Cloud Systems

TETSUYA TAKEMI* AND RICHARD ROTUNNO

National Center for Atmospheric Research,⁺ Boulder, Colorado

(Manuscript received 19 April 2002, in final form 27 February 2003)



Dr. Richard Rotunno

新野宏 , 1995 : 素顔'95 Richard Rotunno. 天気 , 42, 309-312



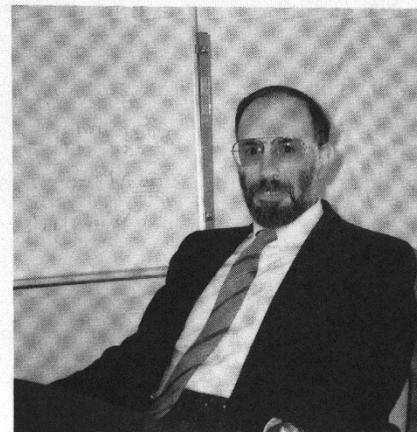
(1)

Richard Rotunno (リチャード・ロットウンノ)

去る2月3日から16日まで、科学技術庁振興調整費による重点基礎研究「シビアウェザーの発生機構に関する基礎的研究」の遂行のため、NCAR（アメリカ）の Senior Scientist のリチャード・ロットウンノ博士が気象研究所に滞在された。博士は1949年生まれ。メソスケール現象を中心に、大気境界層の乱流からハリケーンや温帯低気圧に至るまでの幅広い分野の力学に関する論文を数多く発表されている。来日の機会をとらえてお話を伺った。

—こんにちは。「天気」のために貴重な時間を割いていただき、ありがとうございます。まず、どうして気象の研究者になったのか教えて下さい。

もともとは、工学を学ぶために大学に入りました。1967年のことです。特にどういう工学をやりたいか自



置いた地球流体力学が有望じゃないかと思ったのです。

Rich Rotunnoさんから学んだこと

まずはPhilosophy

Discussionすると、philosophyは何だ、といったことをよく言われた。彼もphilosophyという単語をよく使っていました。

じっくり観察する

数値実験・シミュレーションとは言えども、結果をじっくりとよく見て観察することが大事。現象の観察が大事なことは、観測でも実験（室内・計算機）でも変わらない。計算結果の図やアニメーションを一緒にずっと眺めながらdiscussionをよくしました。

スコールラインと鉛直シアー：RKW

冷氣プールと下層の鉛直シアーとの
 適当な相互作用

cold pool先端部（ガストフロント）
 で強い上昇流

対流セルが発達

対流セルの下降流で蒸発冷却により
 cold pool持続

対流セル発達のサイクルが持続

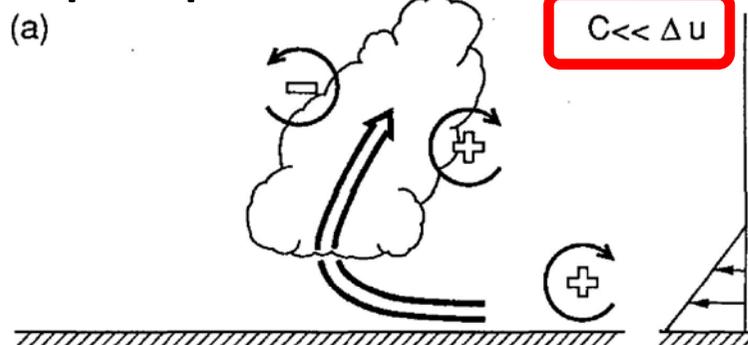
= 系の強度維持

$$\text{冷氣プールの強さ } c^2 \equiv 2 \int_0^H (-B_L) dz$$

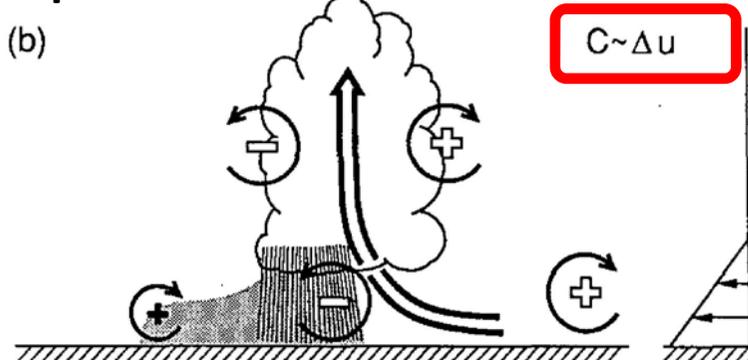
$$\text{鉛直シアーの強さ } \Delta u$$

➡ 比 $c/\Delta u$ で構造が決まる

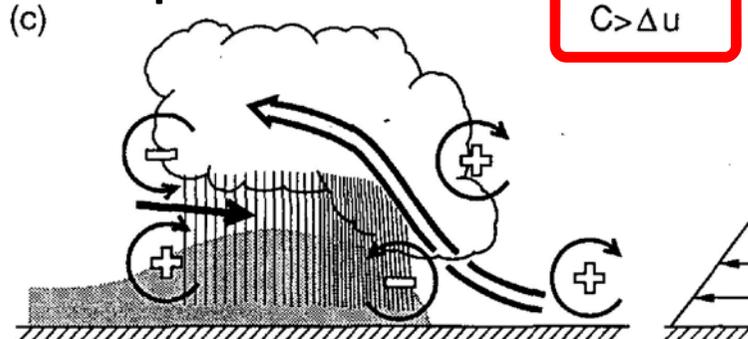
super-optimal state



optimal state



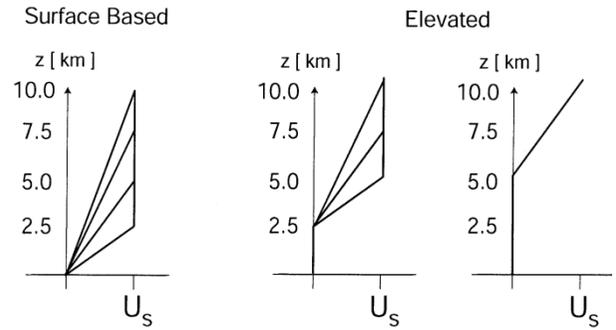
sub-optimal state



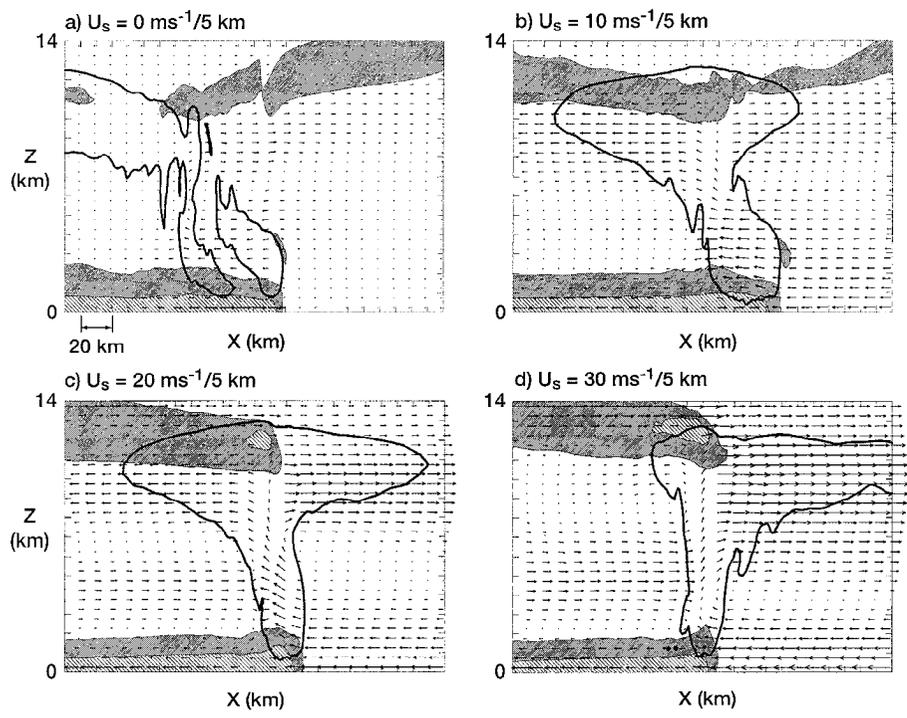
(Rotunno, Weisman, and Klemp 1988; Weisman and Rotunno 2004)

RKW revisited

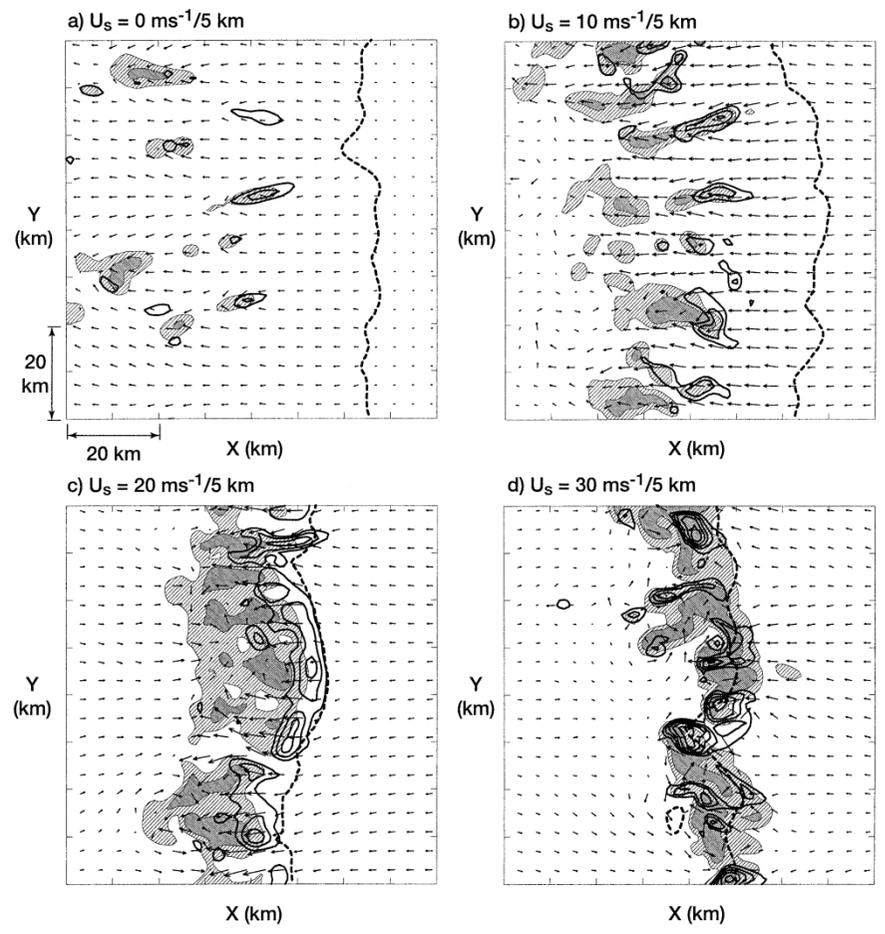
鉛直シアープロファイル



鉛直断面



水平断面



Weisman and Rotunno (2004)

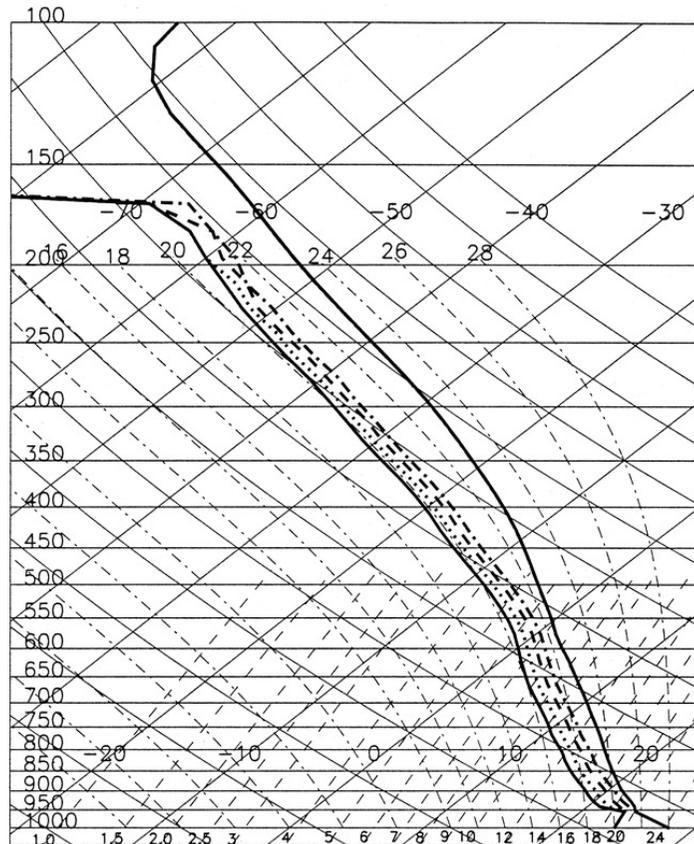


RKW theoryについて

- RKW論文により、スコールラインの発達や強化における下層シアアの役割が整理され明確に認識されるようになった。
- しかし、冷氣プールと下層シアアの渦度バランスという冷氣プール先端付近の局所的な力学だけでスコールラインのシステムスケールの強度は議論できない、 c と Δu とが同程度の大きさでなくとも強いスコールラインは存在する、といった反論がなされてきた（例：Lafore and Moncrieff 1989; Rotunno et al. 1990; Lafore and Moncrieff 1990）。
- RKWで議論されていたことは、スコールラインの構造（上昇流の傾きとそれに伴うシステムの流れ構造）が $c/\Delta u$ の大小により力学的に説明される、様々なシアア環境の中で最も強いスコールラインが発達しうるのは $c/\Delta u$ が最適な数値の場合である、ということである。
- $c/\Delta u$ が最適な数値でなくとも強いスコールラインが発生する場合は当然あるが、それが最も最適なシアアであるかどうかは別の問題。

気温・相対湿度への依存性に注目

Lucas et al (2000)が熱帯SL
の数値実験により調べた
湿度プロファイル

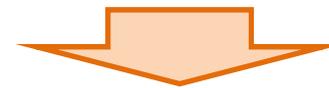


(Lucas et al. 2000)

鉛直シア：cold poolの高さを指標とし、どの層のシアを変えるのかという方針がたてやすい。

気温・相対湿度：極めて多様に変わるため、どの層の値を変えるのかという方針がたてにくい。

中層の乾燥空気の流入がMCSの発達を促進するようなことが言われるが、砂漠のSLでも熱帯海上積雲でも乾いた条件はネガティブ



まずは中緯度SLを対象に下層・中層の湿度プロファイルの影響を調べる

数値実験の考え方・枠組み

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または1 km

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：

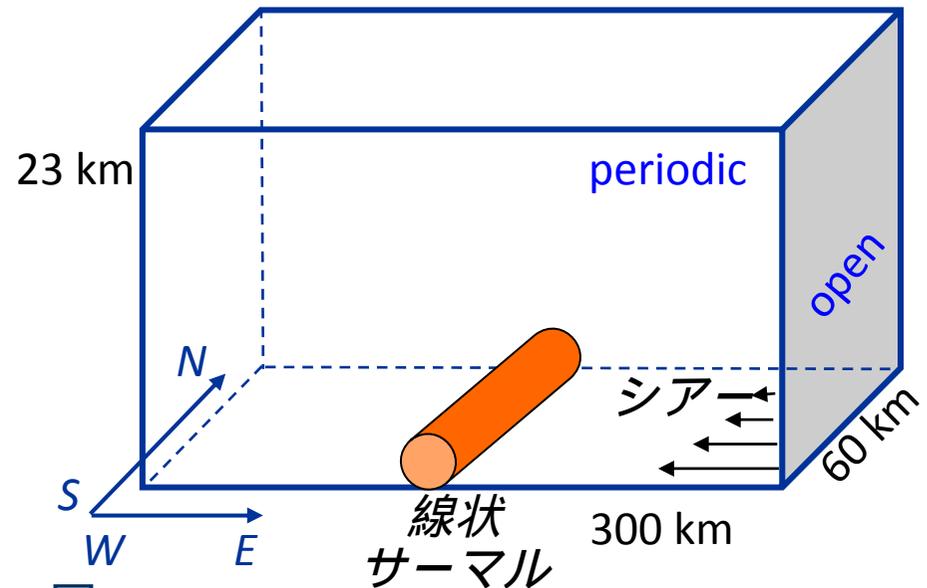
南北側面境界：周期条件

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）



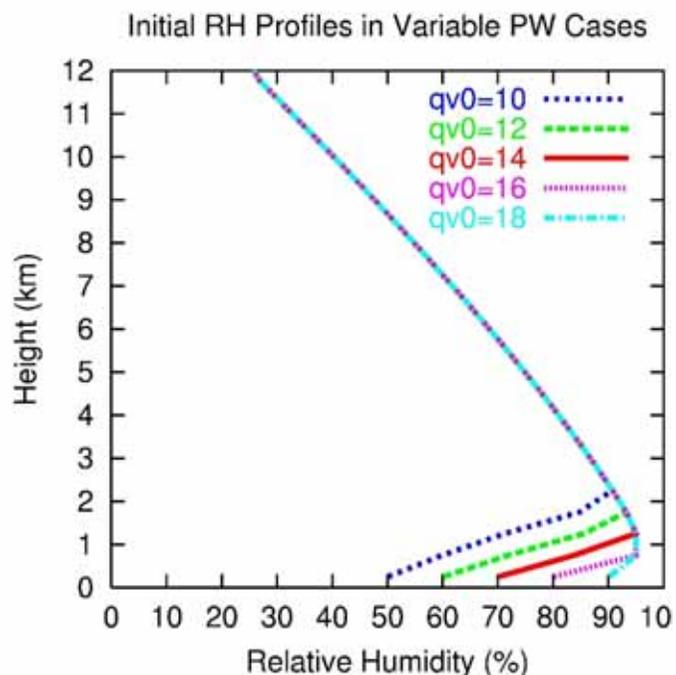
中緯度SLにおける下層・中層の湿度の影響

相対湿度の初期プロファイル

SERIES 1

Change low-level moisture, qv_0

PW variable wrt qv_0

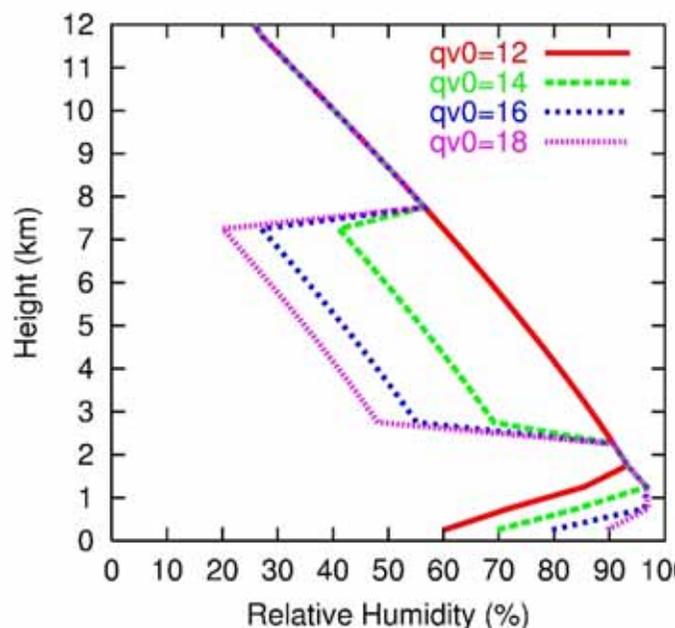


SERIES 2

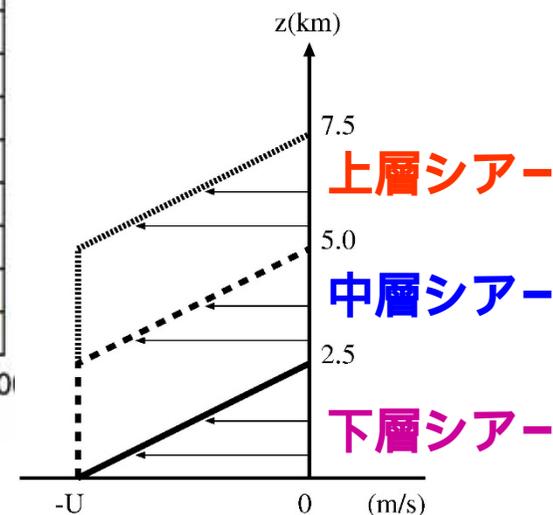
Change low- and mid-level moisture; PW constant wrt qv_0

PW=42.7 kg/m²

Initial RH Profiles in Constant PW Cases

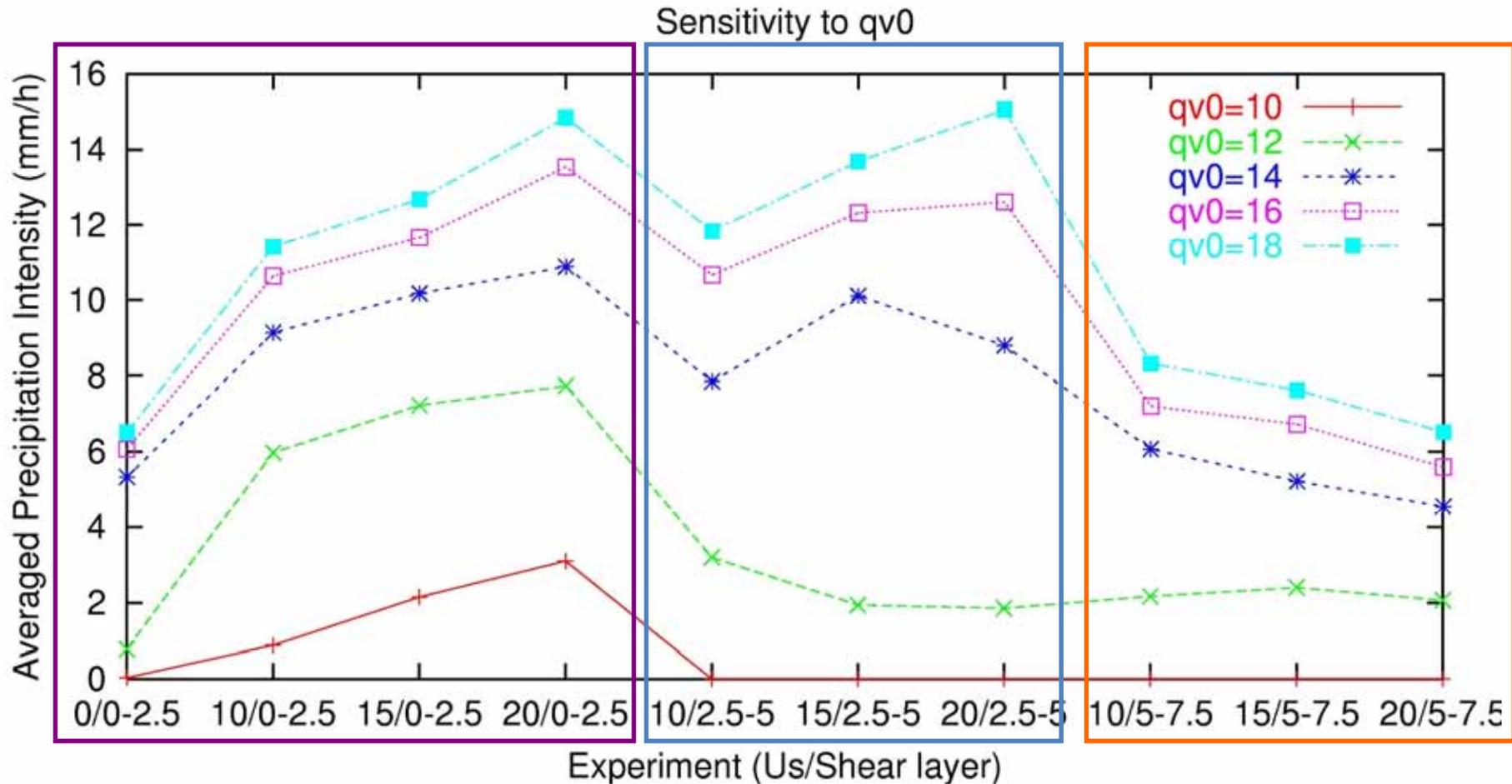


鉛直シアーも
変化させる



(Takemi 2006)

降水強度 (mm/h) (3-6 hの間の領域[ガストフロント前20km後80km]平均値) : 下層qv0のみ変化させたケース



下層シアー

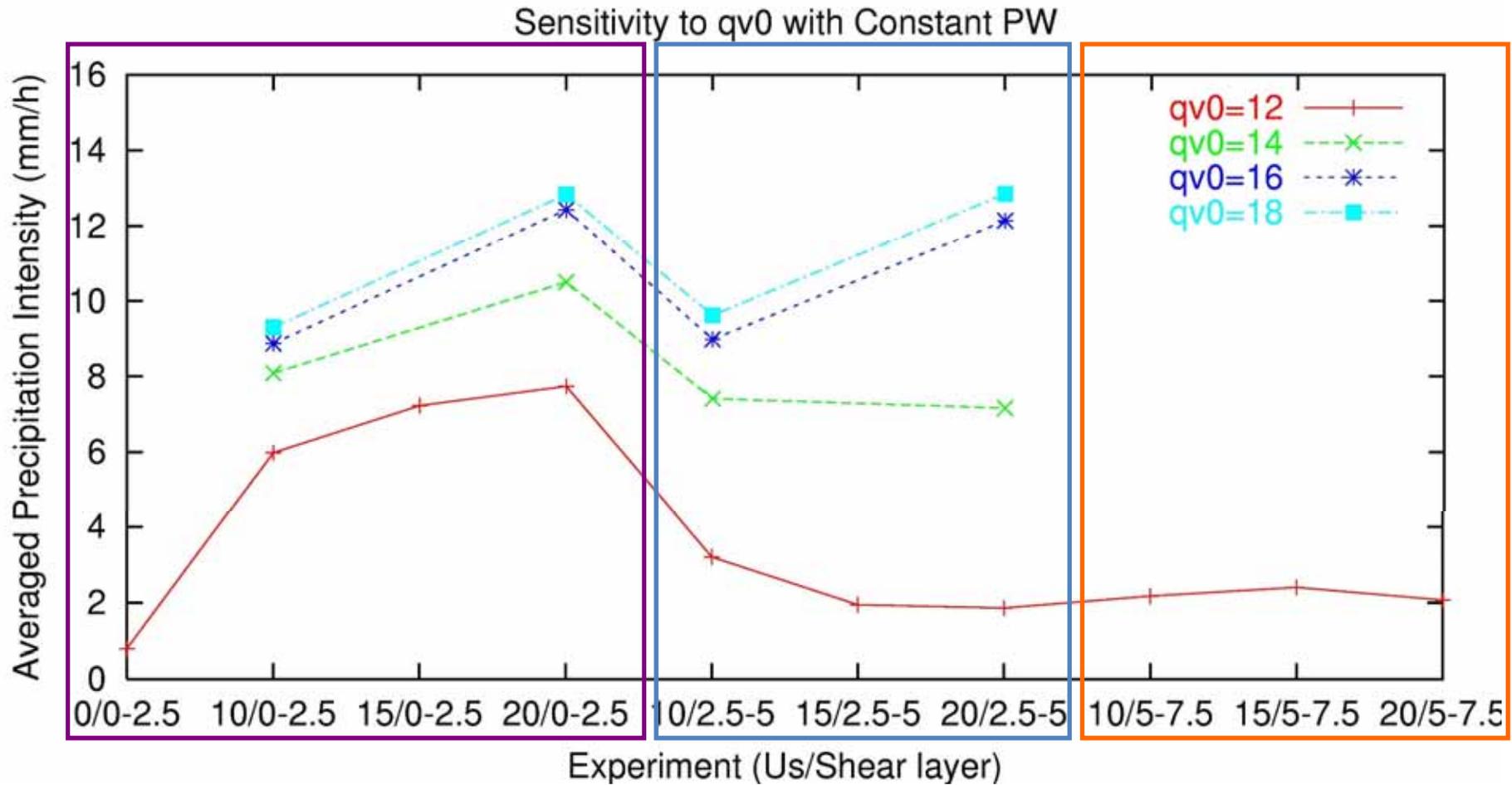
中層シアー

上層シアー

(Takemi 2006)



降水強度 (mm/h) (3-6 hの間の領域[ガストフロント前20km後80km]平均値) : PWを固定しqvプロファイルを変化させたケース



下層シアー

中層シアー

上層シアー

(Takemi 2006)



中緯度SLが発達する条件

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：

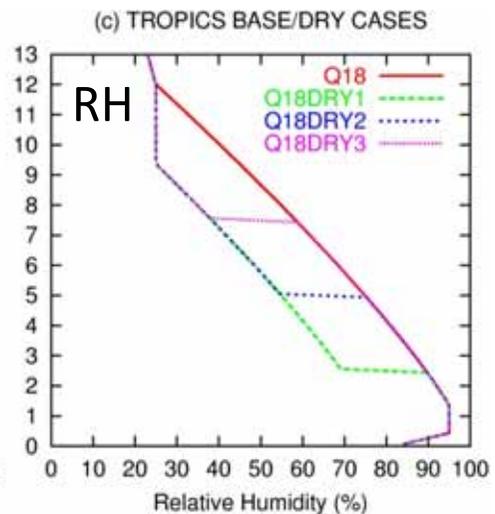
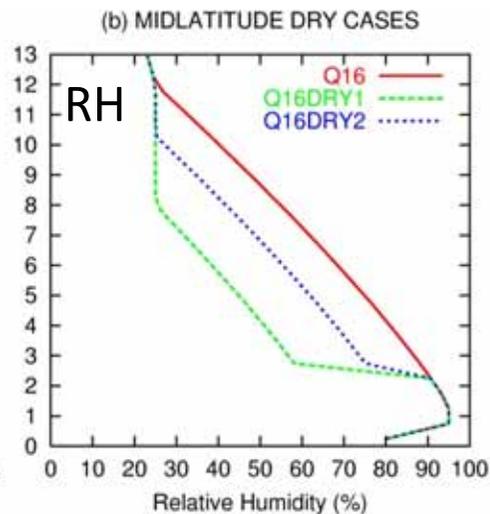
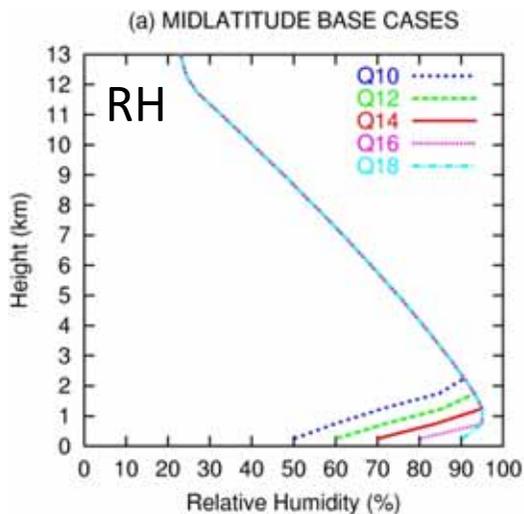
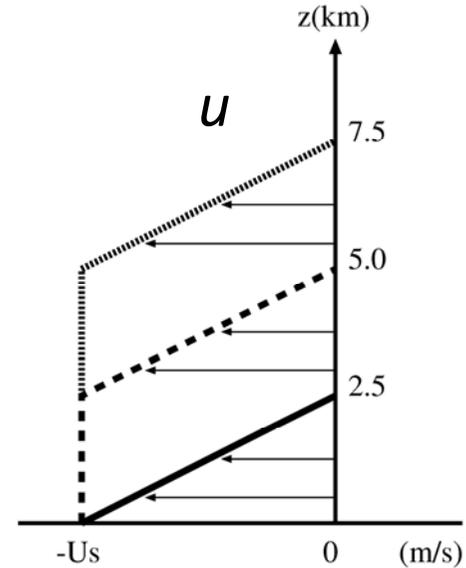
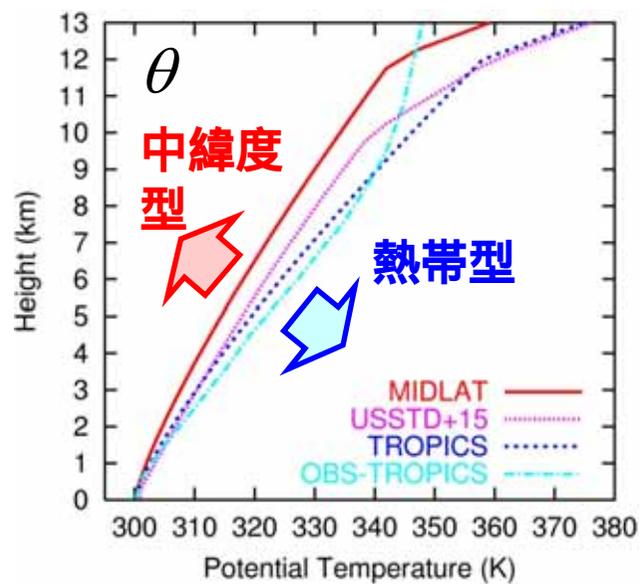
中層が乾燥化するとき、下層は湿っているほうが好都合

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

乾燥条件ほど、下層の鉛直シアーと冷氣プールとの相互作用の効果が重要となる

湿度プロファイルに対する感度実験

異なる気温減率の場合で湿度プロファイルに対する感度は？



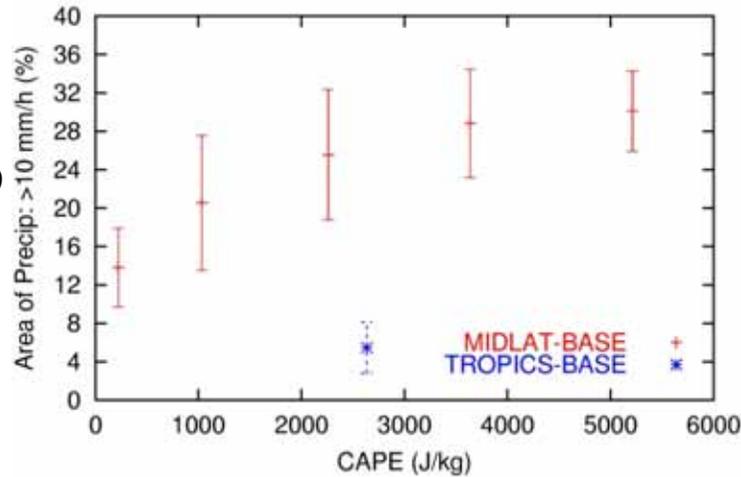
(Takemi 2007a)

SLの強さと環境条件との関係

スコールラインの強度：降水活動により評価

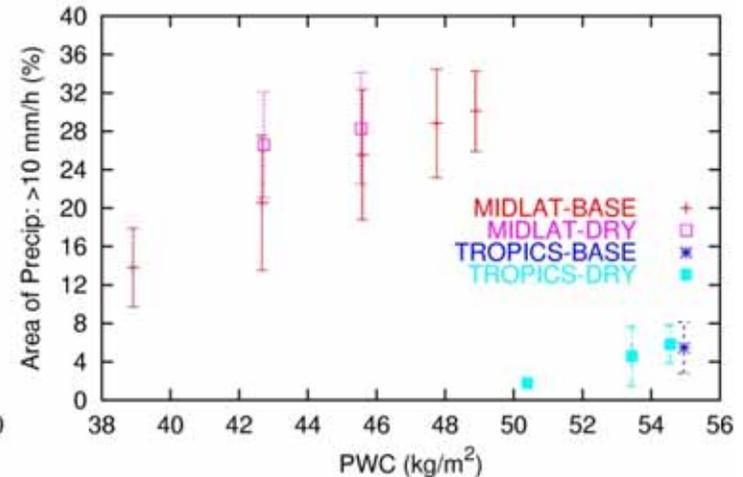
降水とCAPEとの関係

(a) Strong Precipitation vs CAPE: Strong Shear



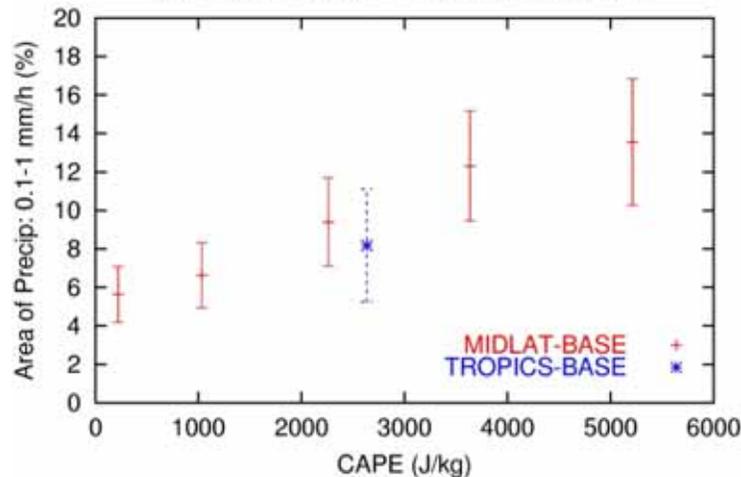
降水と可降水量との関係

(b) Strong Precipitation vs PWC: Strong Shear

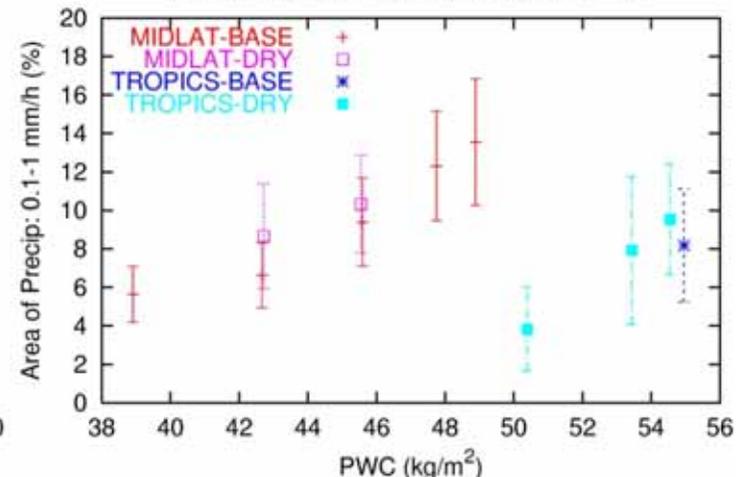


10 mm/h以上の
降水面積の
割合

(c) Weak Precipitation vs CAPE: Strong Shear



(d) Weak Precipitation vs PWC: Strong Shear

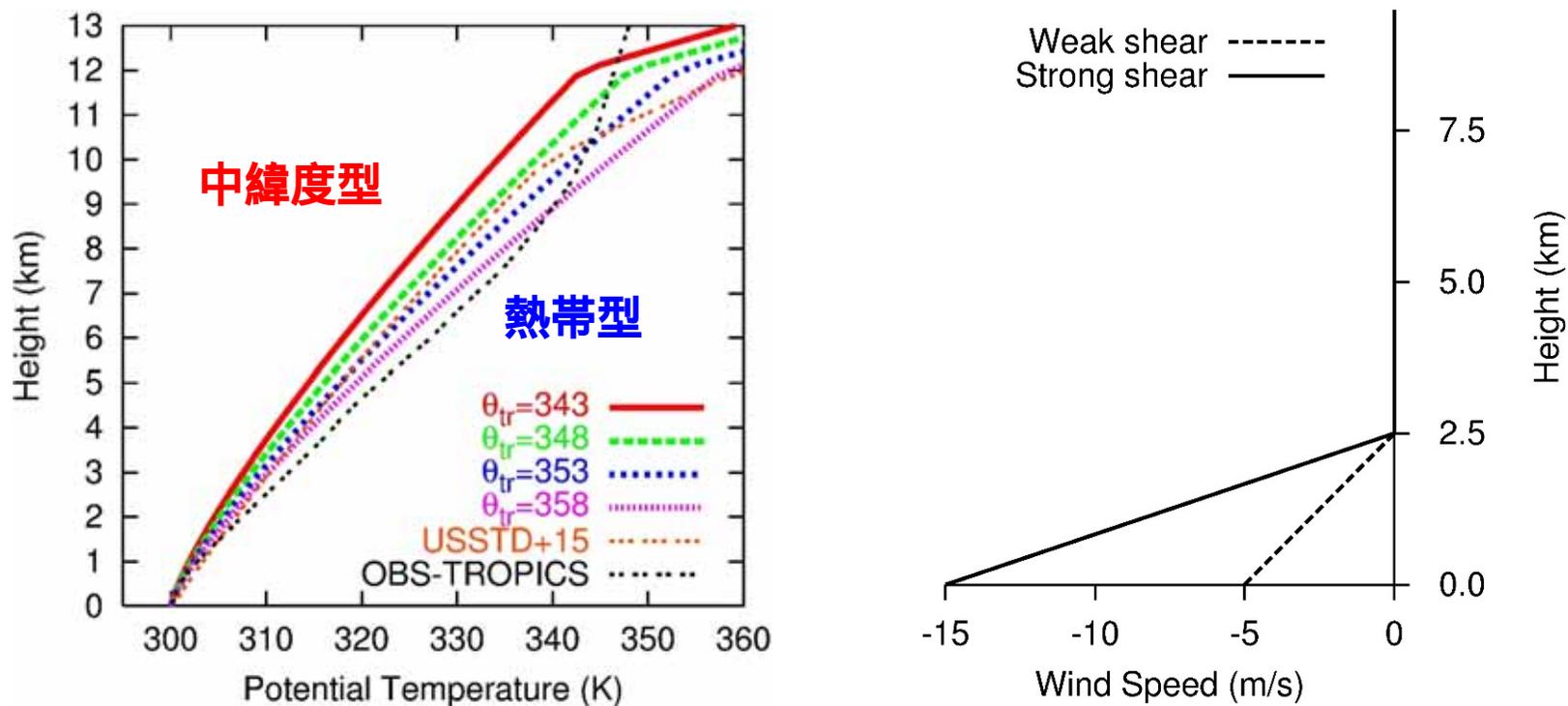


0.1-1 mm/hの
降水面積の
割合

(Takemi 2007a)

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： $\theta_{tr} = 343, 348, 353, 358$ 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

Series	Case	Tropopause temp changed	PBL		CAPE fixed	CIN	LCL	LFC	LNB	PWC	
		θ_{tr}	moisture changed	RH_{sfc}	CAPE						
	C37T43	343	16.0	73	3709	21	723	1067	12555	47.6	
CAPE=1700	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
CAPE=1000	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
CAPE=2600	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

それぞれのCASEにおいて強弱2通りのシアーを設定

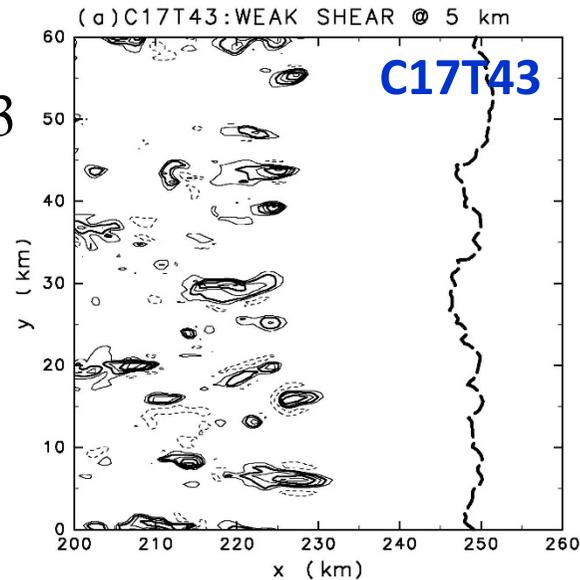
(Takemi 2007b; Takemi 2010)



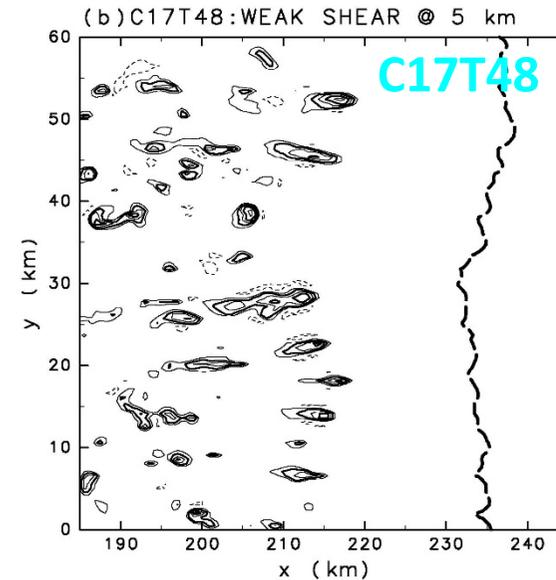
C17/弱いシアーの場合の水平断面: 高度5 km

T=4 hour

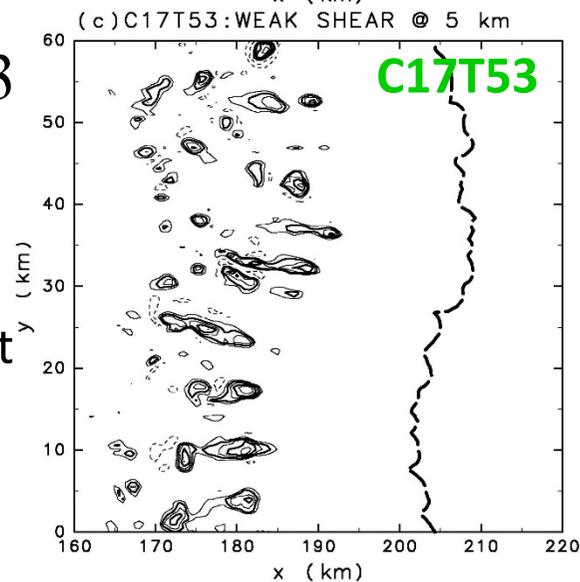
$$\theta_{tr} = 343$$



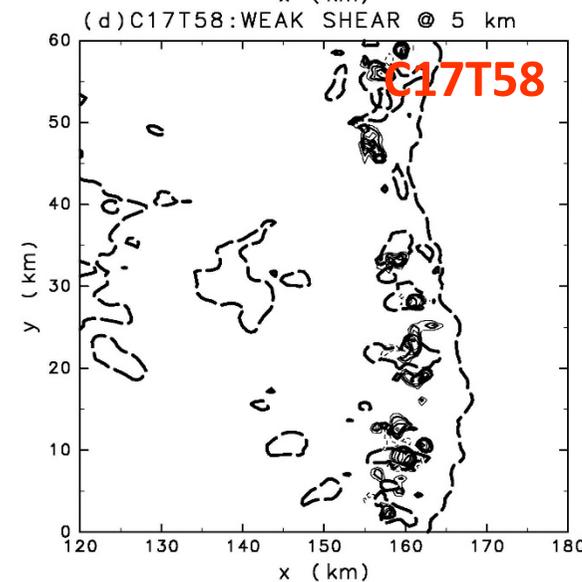
$$\theta_{tr} = 348$$



$$\theta_{tr} = 353$$



$$\theta_{tr} = 358$$



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

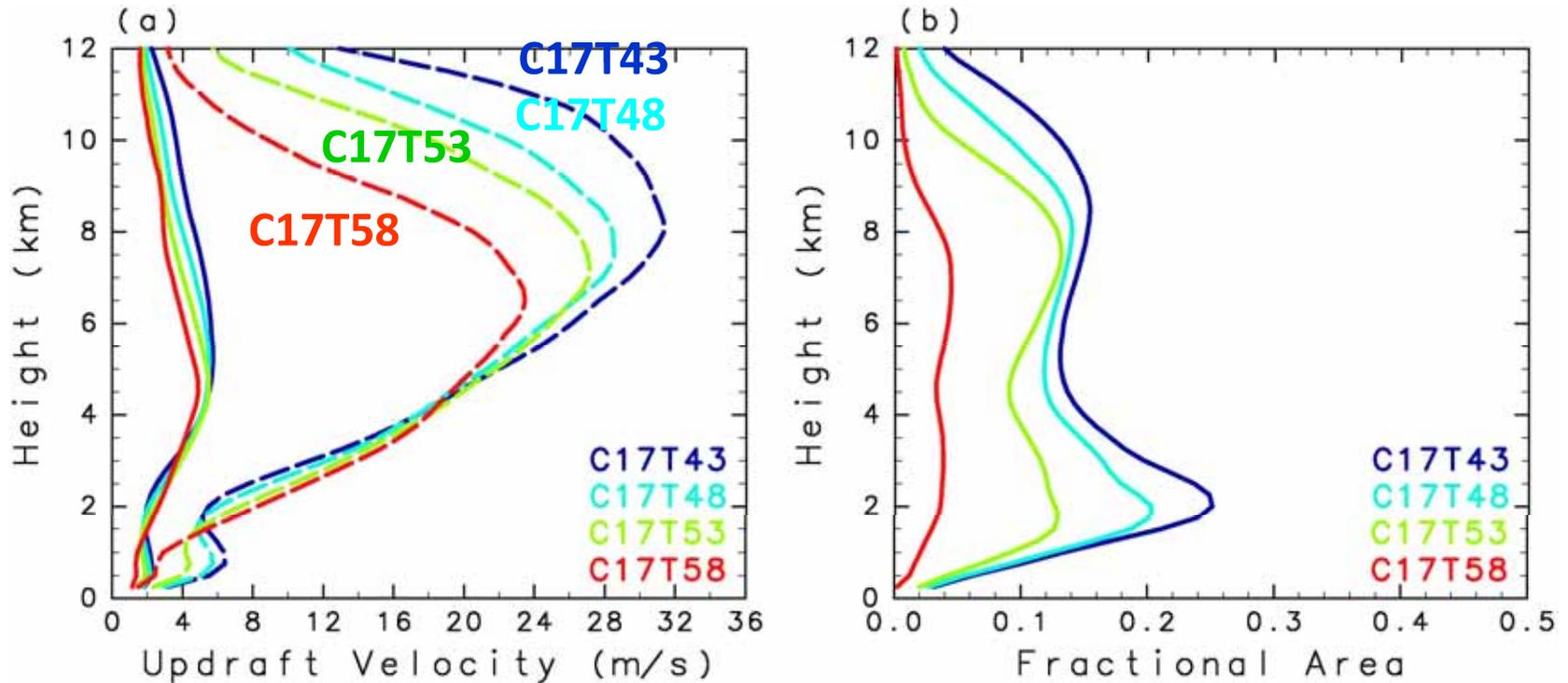
Dashed-line: gust front



(Takemi 2007b)

C17/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)

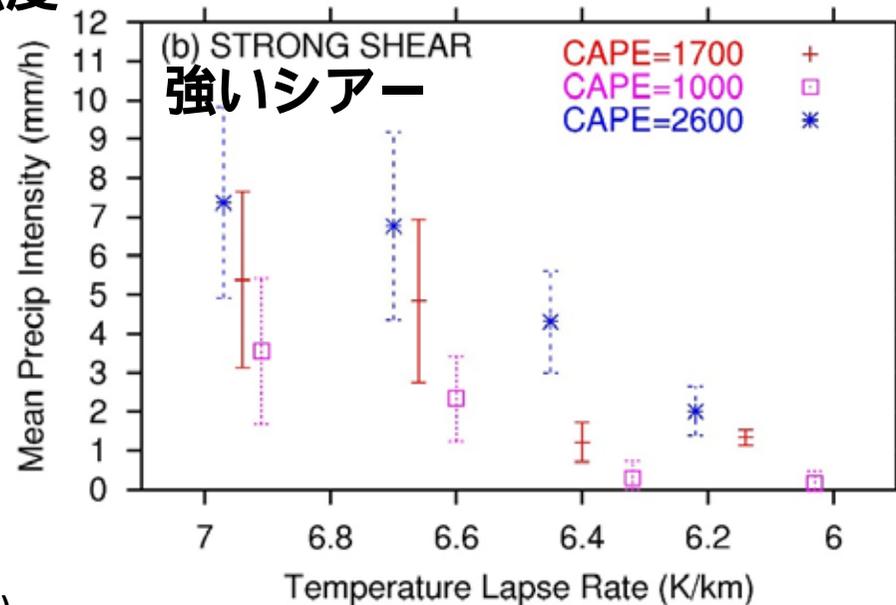
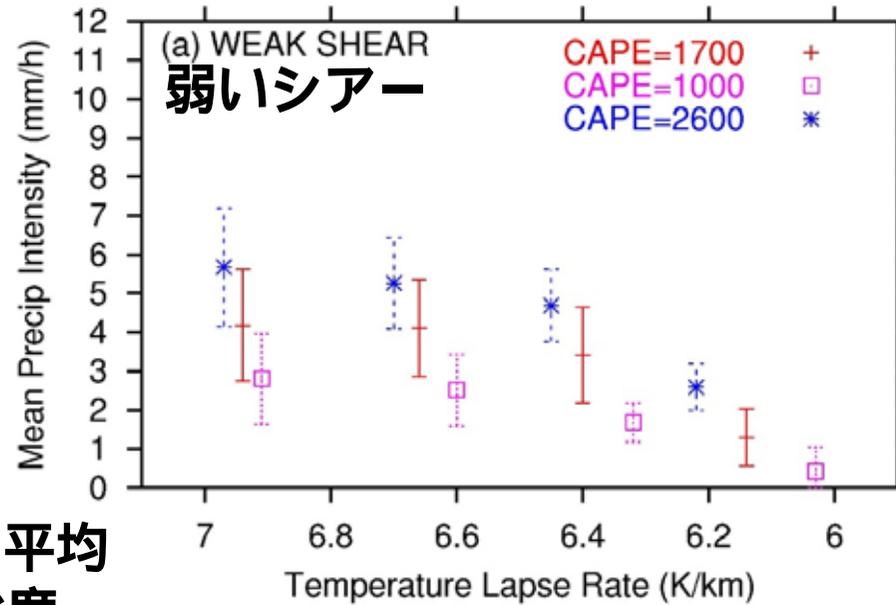
静的安定度への依存性

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

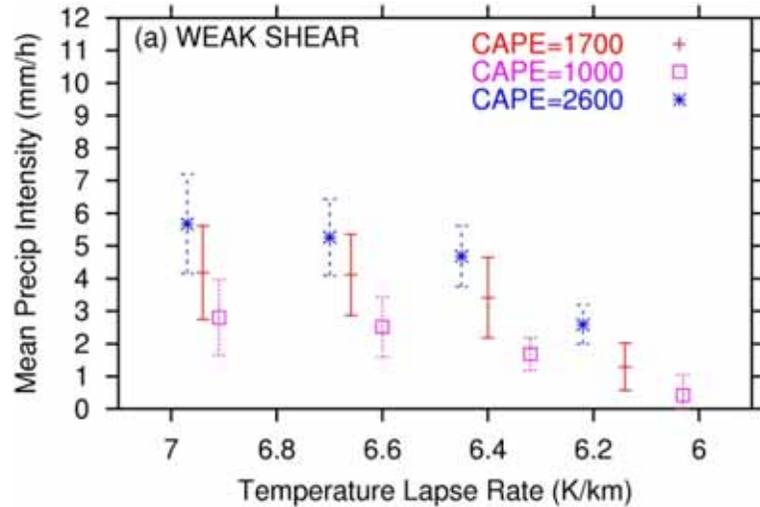


(Takemi 2007b)

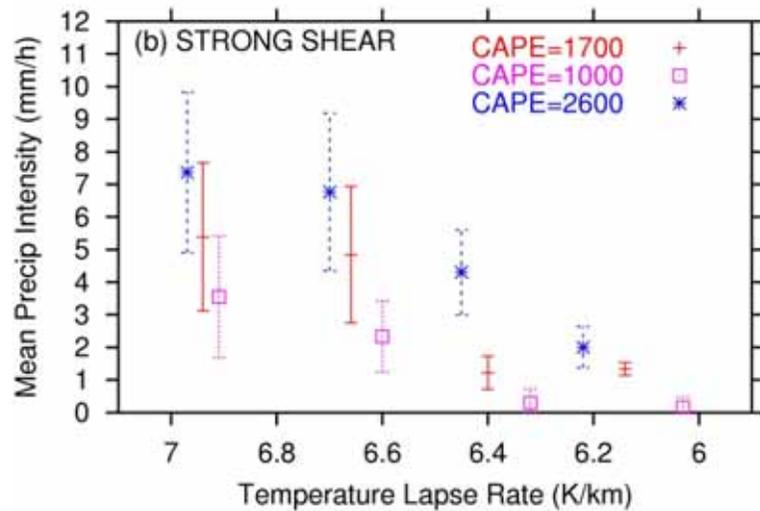


静的安定度と降水強度の関係

SLによる平均降水強度



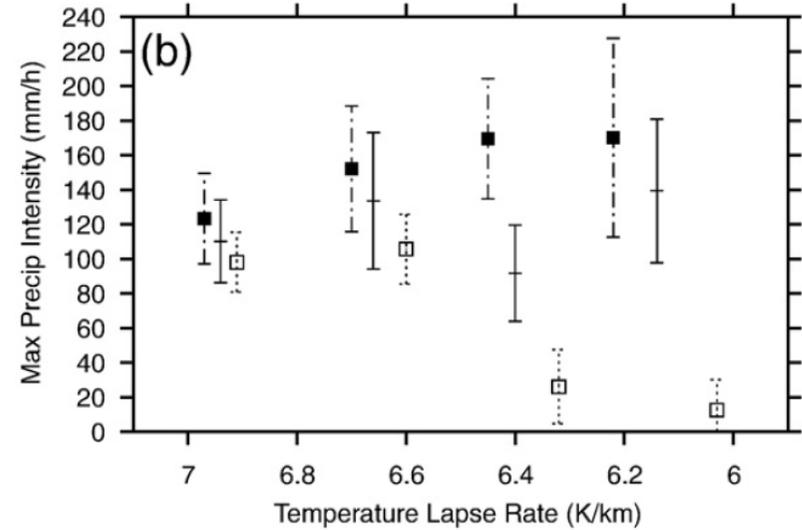
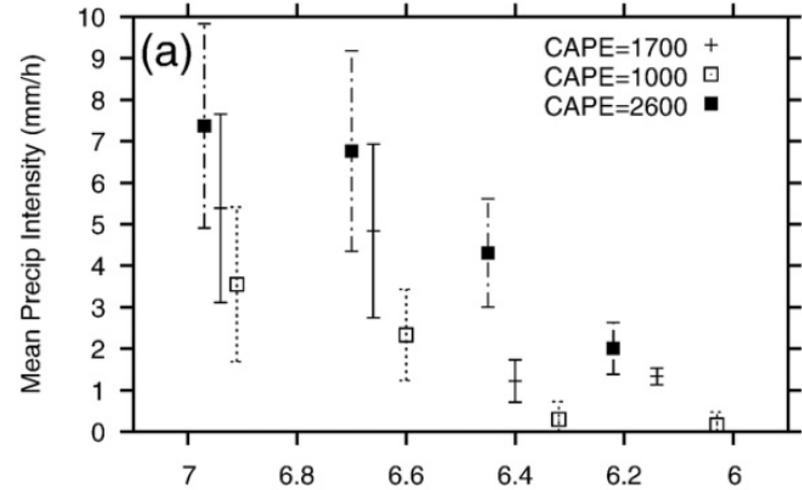
弱い
シアー



強い
シアー

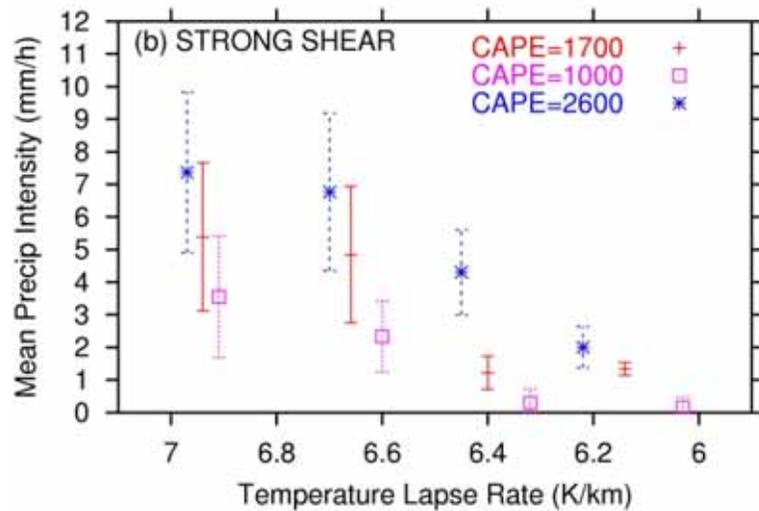
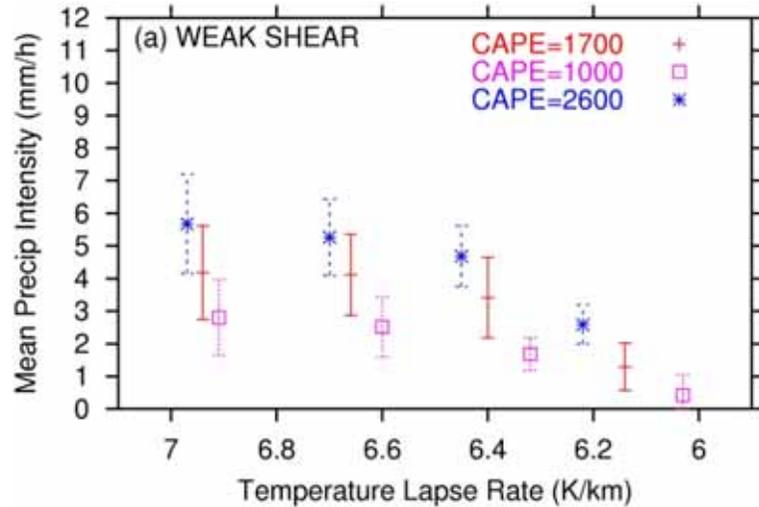
(Takemi 2007b)

SLによる最大降水強度



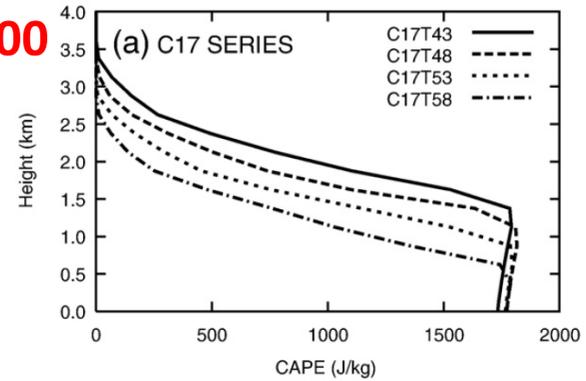
(Takemi 2010)

静的安定度，降水強度，CAPEの鉛直分布

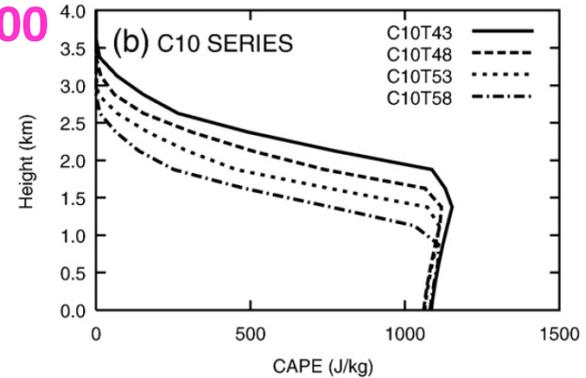


(Takemi 2007)

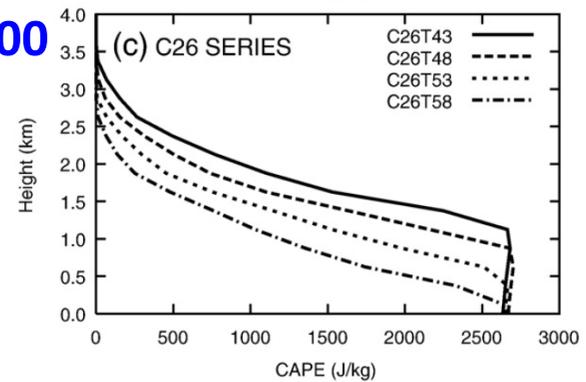
CAPE=1700



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

異なる静的安定度間の比較をする場合をどうするか？

スコールライン：熱帯 vs 中緯度

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：浅くて弱い冷氣プール、弱い上昇流

中緯度型：深くて強い冷氣プール、強い上昇流

浮力

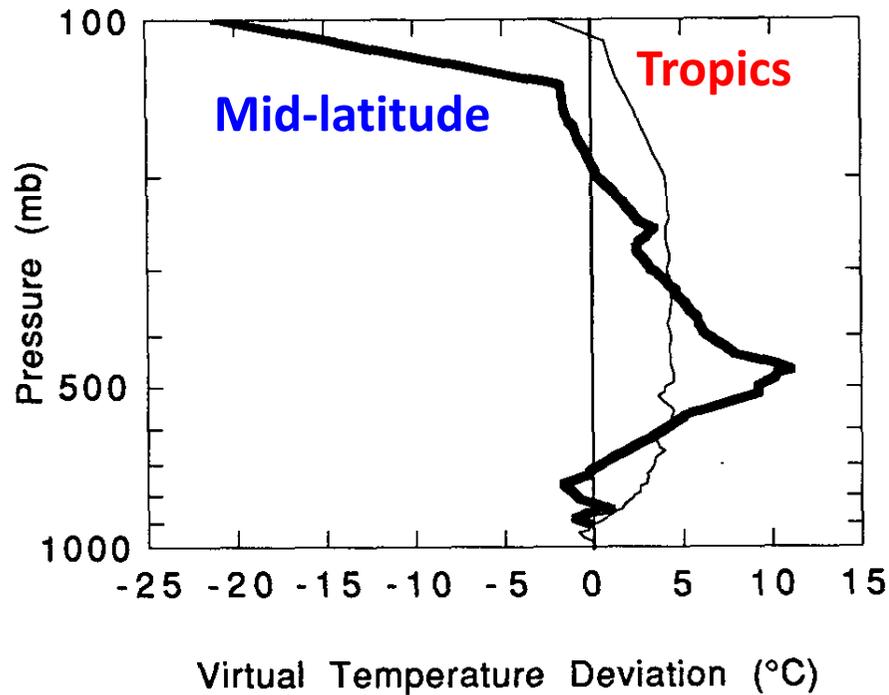
熱帯型：小さい浮力、高いLNB

中緯度型：大きい浮力、低いLNB

“skinny”型と“fat”型（Lucas et al. 1994）

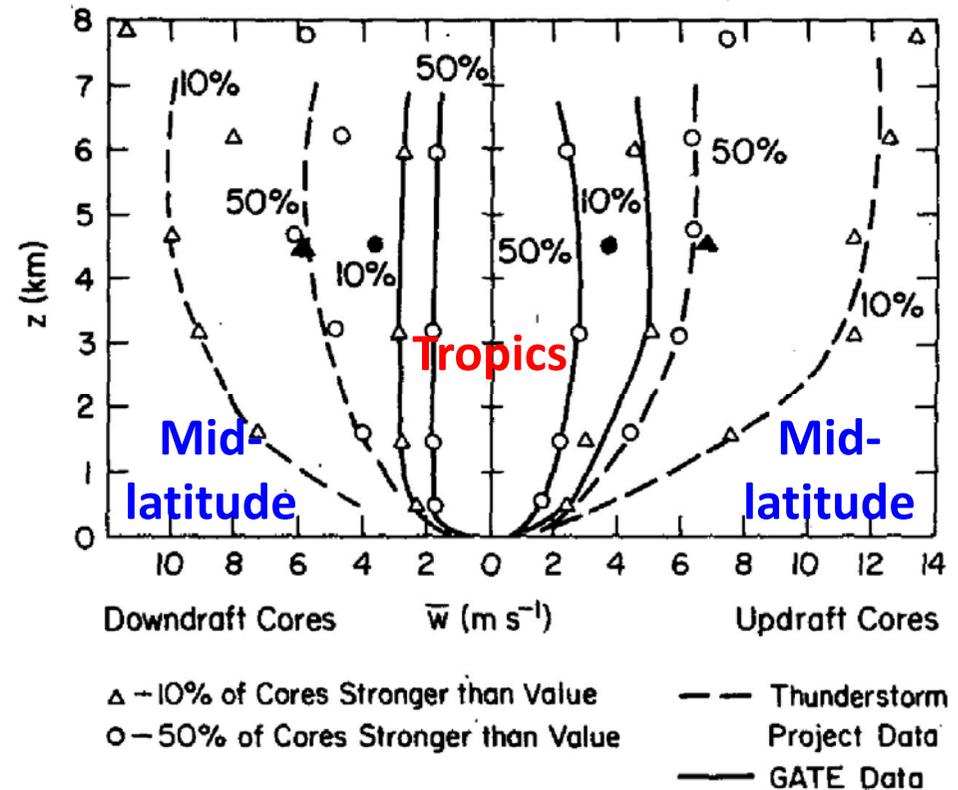
浮力プロファイルと鉛直速度

浮力



(Lucas et al. 1994)

鉛直速度

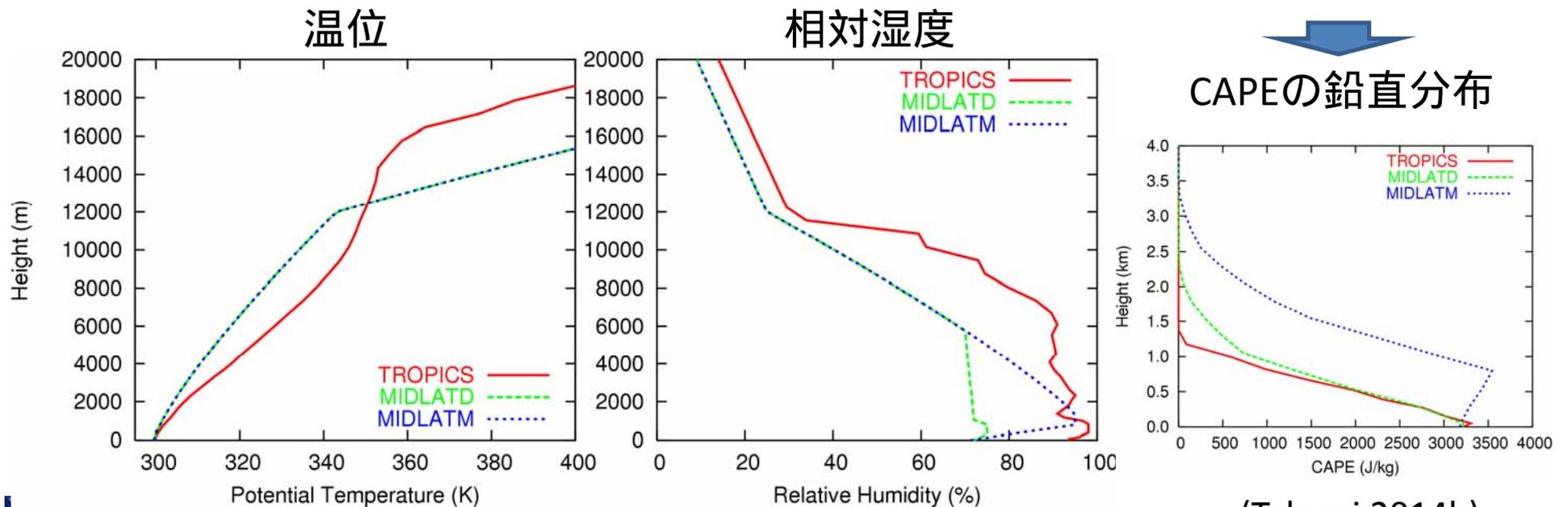


(Zipser and LeMone 1980)

数値実験のリスト

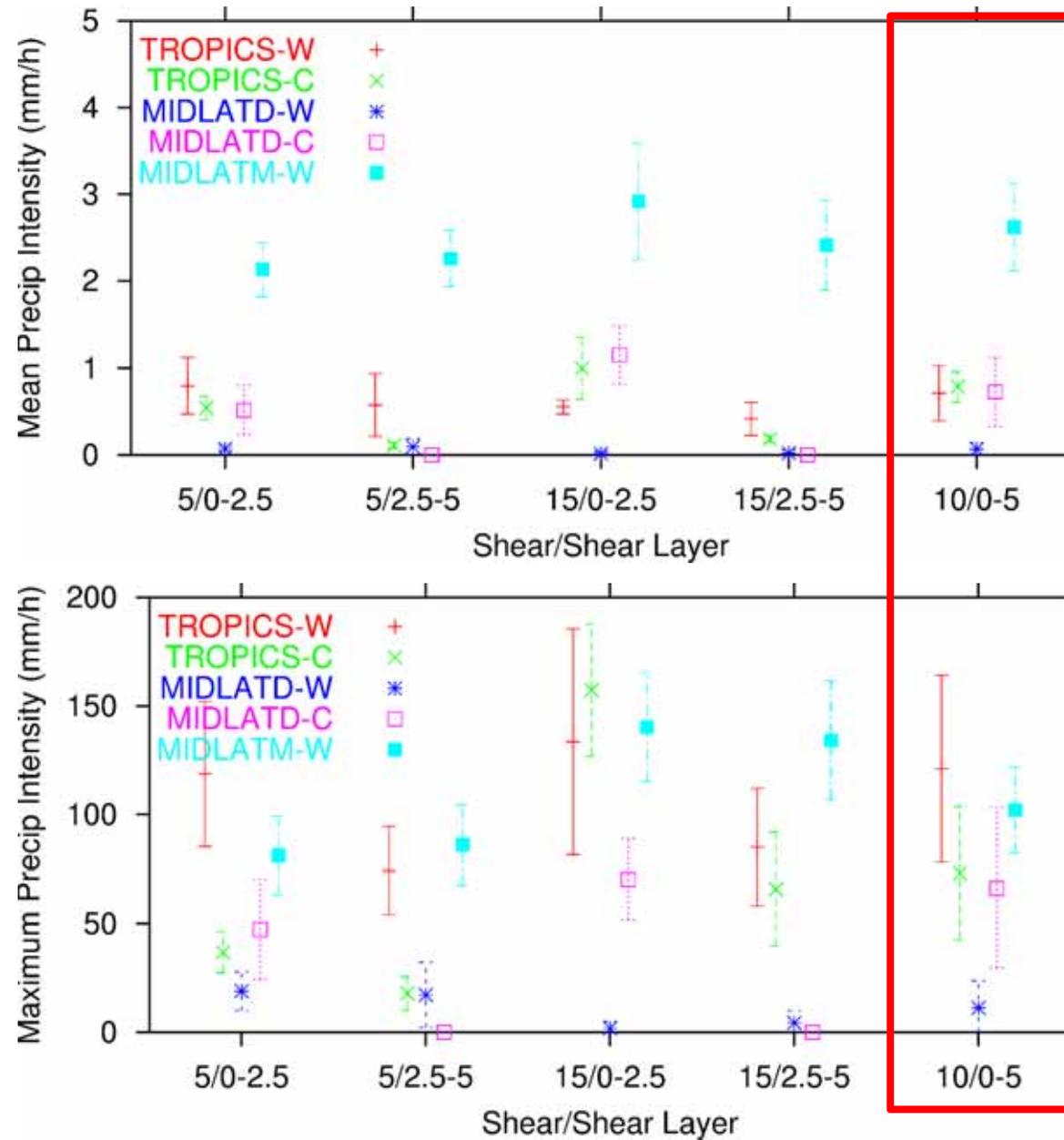
Exp series	Temperature	相対湿度	初期擾乱
TROPICS-W	熱帯型	熱帯型	サーマル
TROPICS-C	熱帯型	熱帯型	冷氣プール
MIDLATD-W	中緯度型	中緯度型・乾燥	サーマル
MIDLATD-C	中緯度型	中緯度型・乾燥	冷氣プール
MIDLATM-W	中緯度型	中緯度型・湿潤	サーマル

TROPICSとMIDLATDとでCAPEの鉛直分布が同程度になる用に設定



(Takemi 2014b)

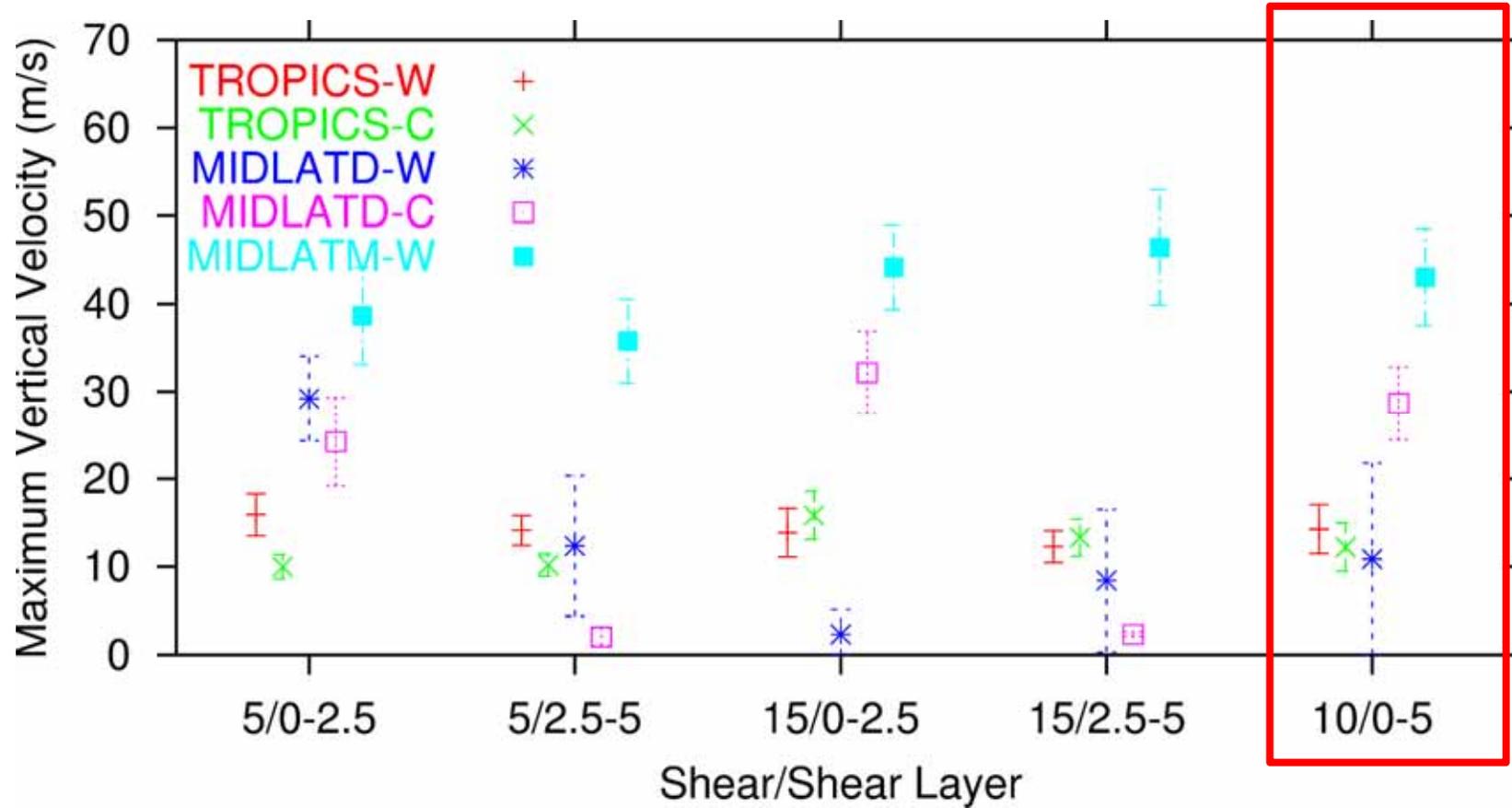
平均降水強度と最大降水強度



(Takemi 2014b)

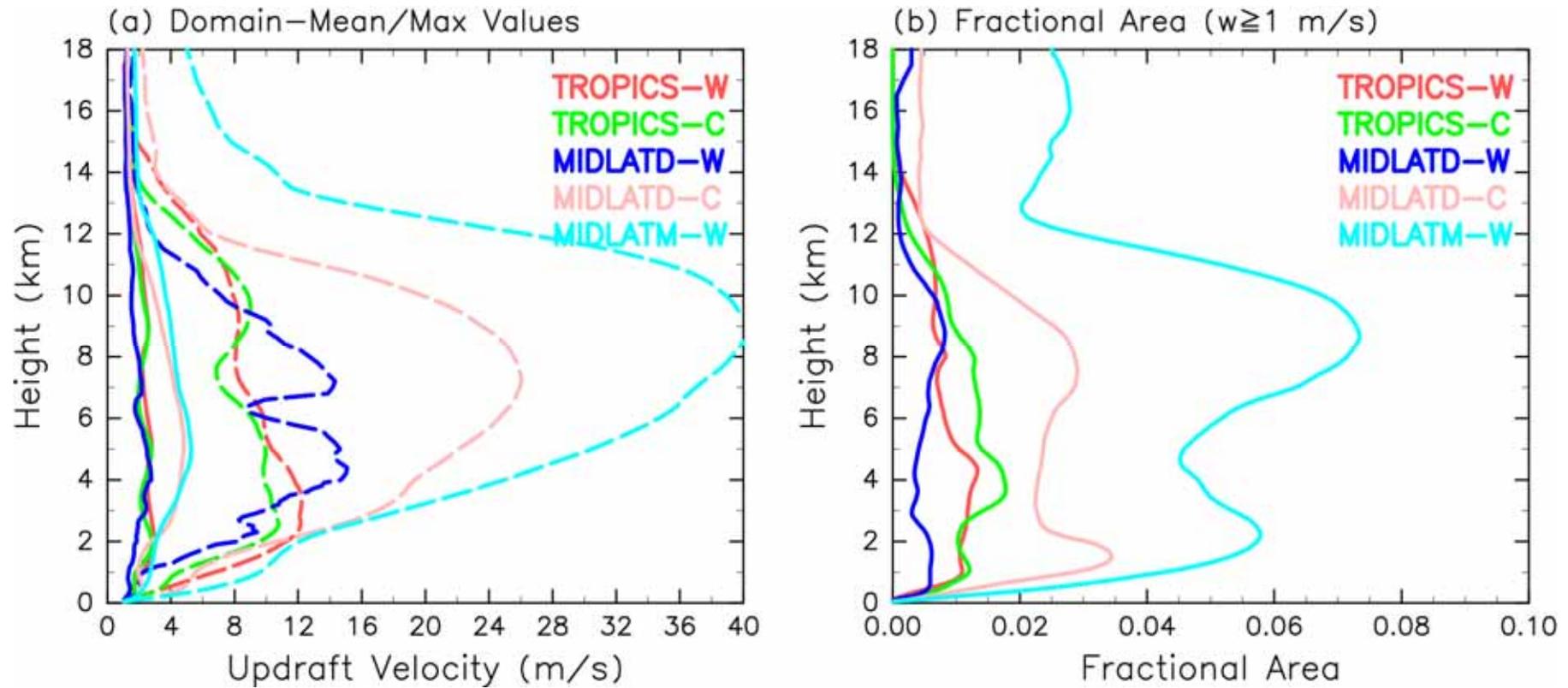


最大上昇流



上昇流の強さと占有面積

鉛直シアー：10 m/s / 0-5 km



熱帯 vs 中緯度スコールライン

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

統計解析による湿潤対流とその環境 条件の研究

夏期の局地豪雨：動機

都市で発生した豪雨の社会的影響（『ゲリラ豪雨』）

地球温暖化・都市ヒートアイランド現象の影響による極端化の懸念

そもそも局地豪雨をもたらす積乱雲（ $\sim O(10\text{ km})$ 規模）の挙動の解析やモデル予測はどの程度可能か？

解析：高分解能な観測データの必要性

モデル：空間分解能・積乱雲のランダム性の問題

一方、積乱雲の環境場（ $\sim O(100\text{ km})$ 規模）の評価は比較的対処しやすいであろう

発生しやすい状況としにくい状況の違いの評価

例：関東平野での局地豪雨の環境場の解析 (Yonetani 1975; Taguchi et al. 2002; Kawano et al. 2004; Nomura and Takemi 2011)

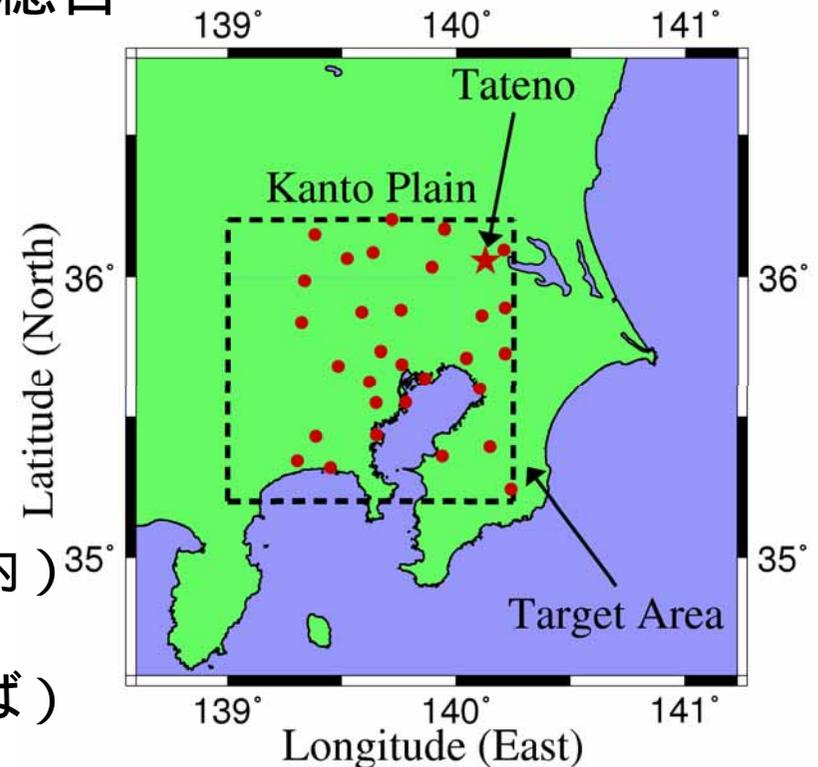
ラジオゾンデ観測値の利用が主であるが、格子点解析値が利用できれば空間的広がりが増す

東京周辺地域の局地豪雨時の大気の状態

- 午前中は晴天で午後には局地豪雨が突発的に生じる時の大気の状態はどうなっているのか？
- 調査対象地域領域：関東平野(約100 km四方)
- 調査対象期間：2002年から2010年の7月・8月
 - 太平洋高気圧でおおわれた静穏日
- 使用データ
 - 気象予報データ
 - AMeDASデータ
 - ラジオゾンデデータ

調査地域 (点線内)
: AMeDAS
: 館野 (つくば)

(Nomura and Takemi 2011)



大気的不安定性の指標

大気の安定度は、気温や水蒸気量の鉛直勾配によって診断することができる。



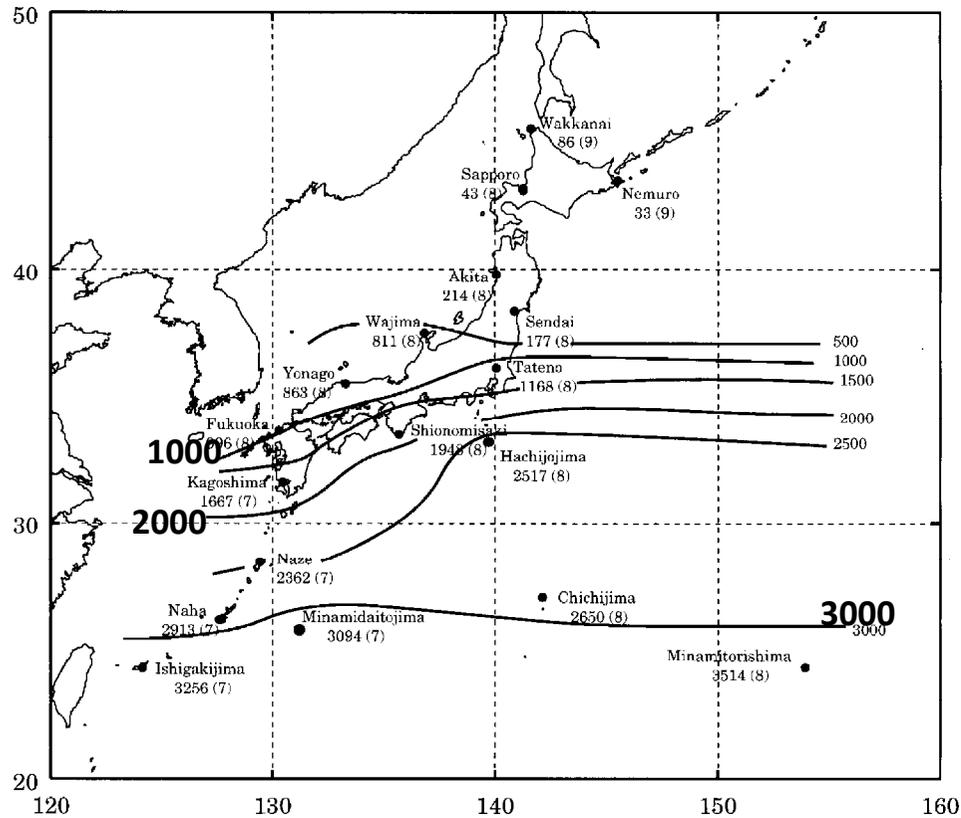
不安定性を数値化する指標があると便利
= 安定度指数 (stability index)



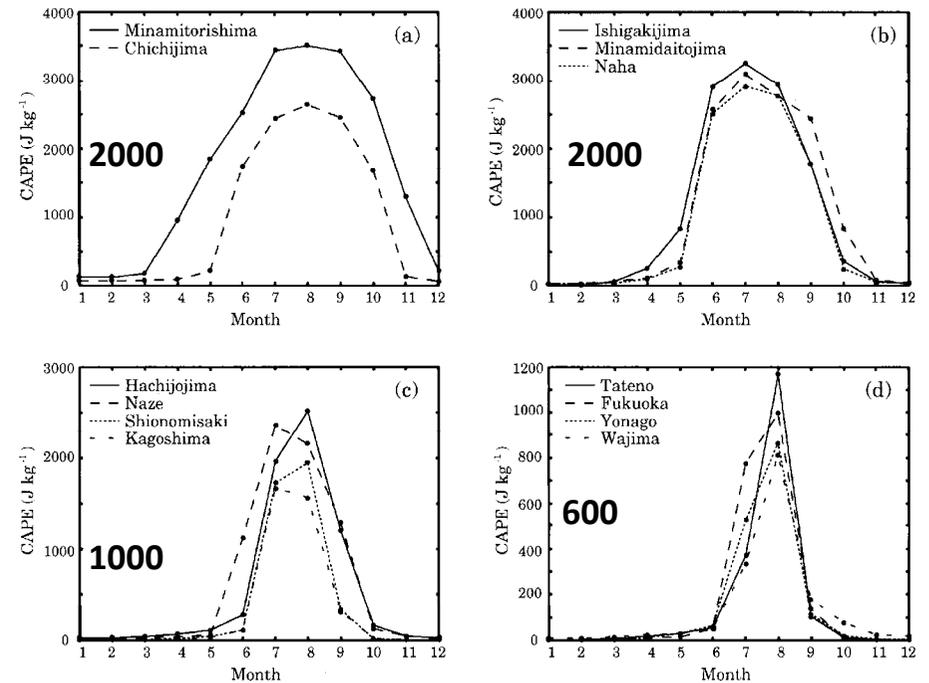
積乱雲発達の診断に用いる

CAPEの違い：日本

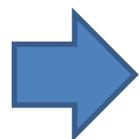
水平分布



季節変化

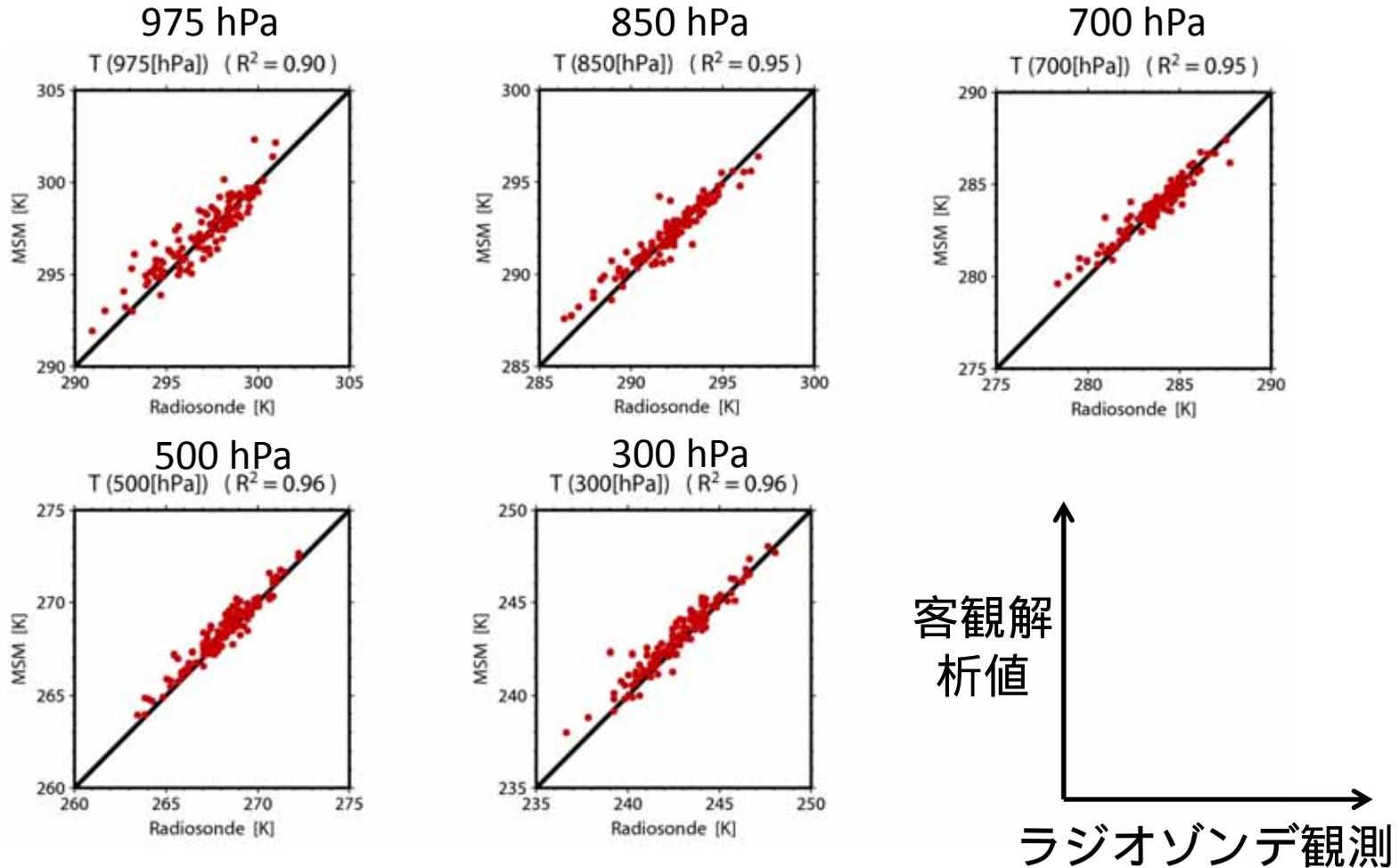


(Chuda and Niino 2005)

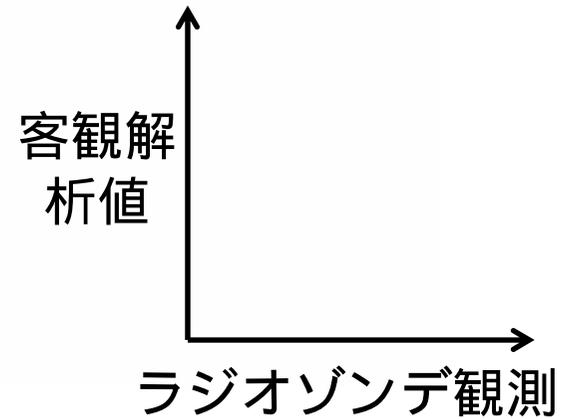
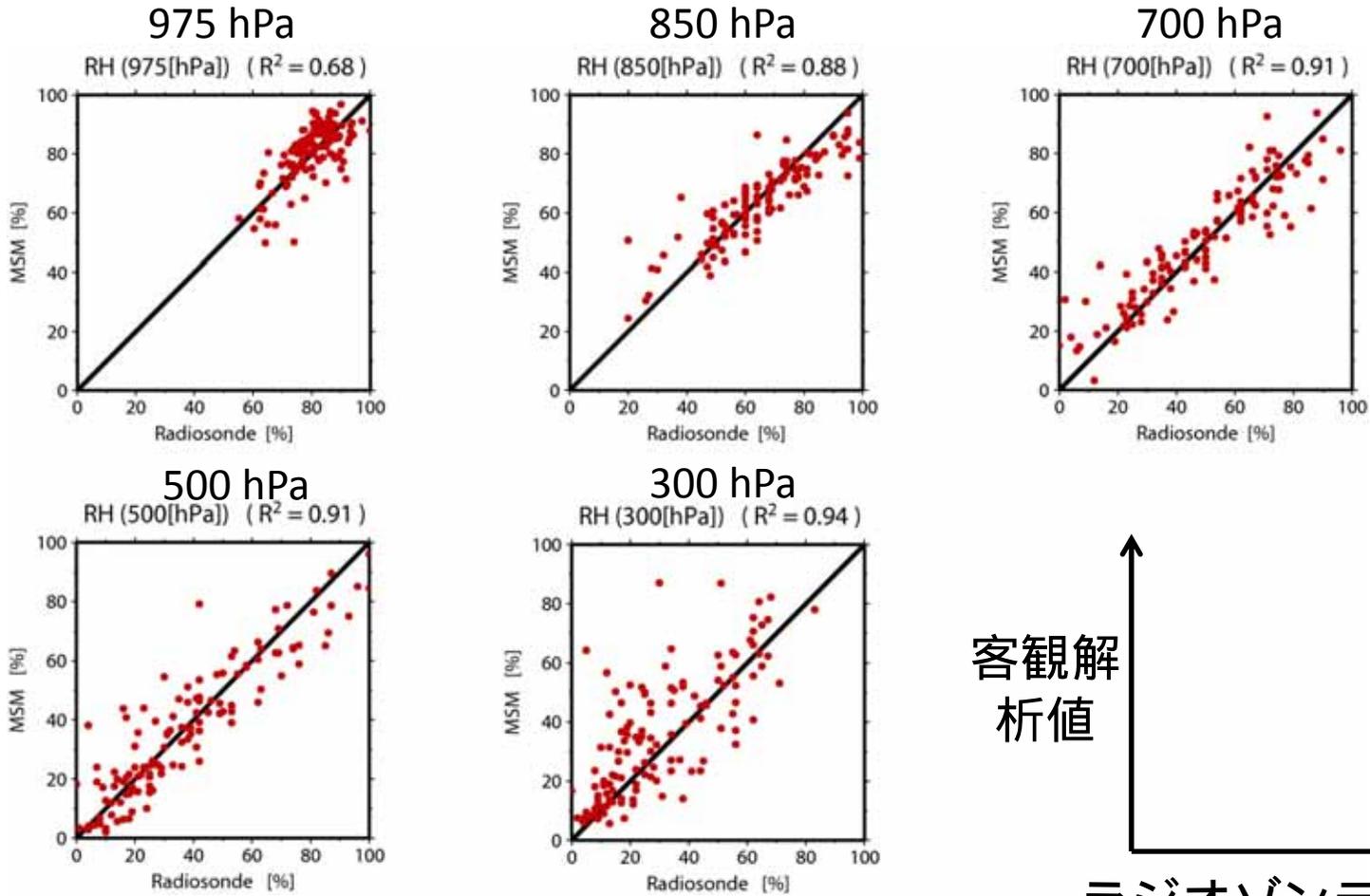


同じ日本国内であっても、地域によって、季節によって、数値は大きく異なる。

メソ客観解析値の精度検証：気温



メソ客観解析値の精度検証：相対湿度



事例抽出：総観規模擾乱の影響の除去

抽出条件：

日最高気温が30 以上(解析領域の任意のAMeDASで)

午前中に降水がない(解析領域の全AMeDASで)

総観規模擾乱の影響が弱い(cf. Kanae et al. 2004)

梅雨前線

台風

停滞前線その他

カテゴリー分類

N: 非降水日(午後に全AMeDAS点で降水なし)=84日

R: 降水日(午後に任意AMeDASで降水あり)=40日

S: 強雨日(午後に任意AMeDASで10 mm/h以上)=22日

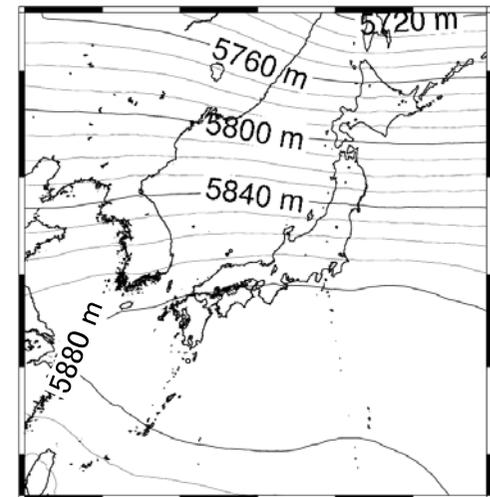
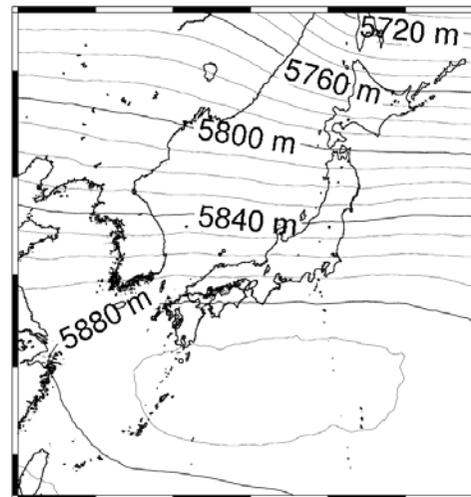
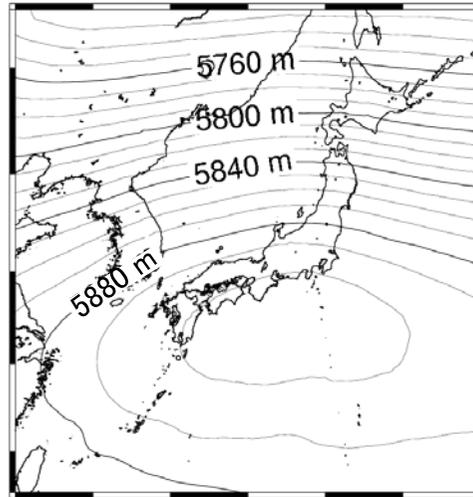
総観規模でのジオポテンシャル高度

N (非降水日)

R (降水日)

S (強雨日)

500hPa

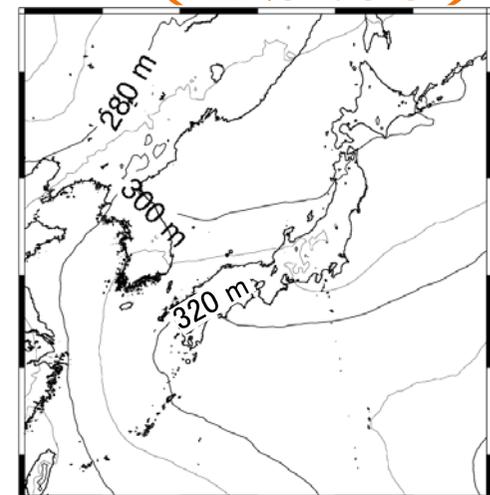
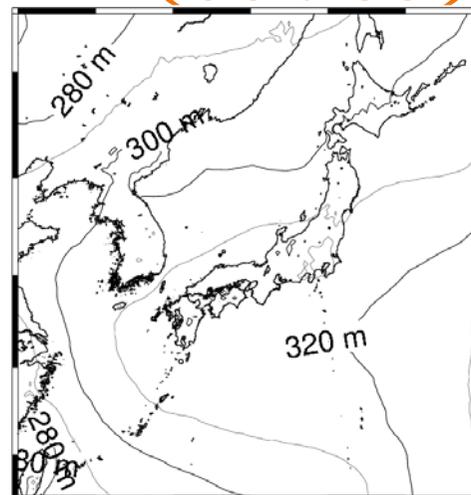
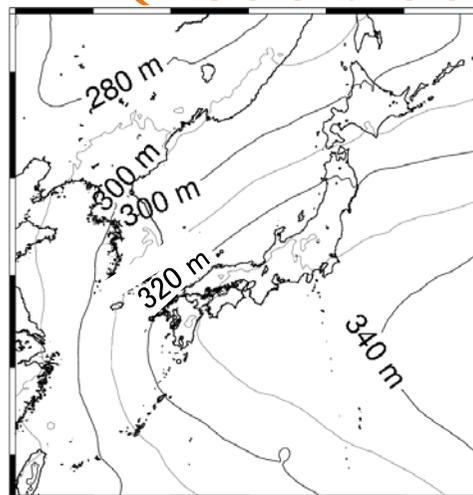


N (非降水日)

R (降水日)

S (強雨日)

975hPa

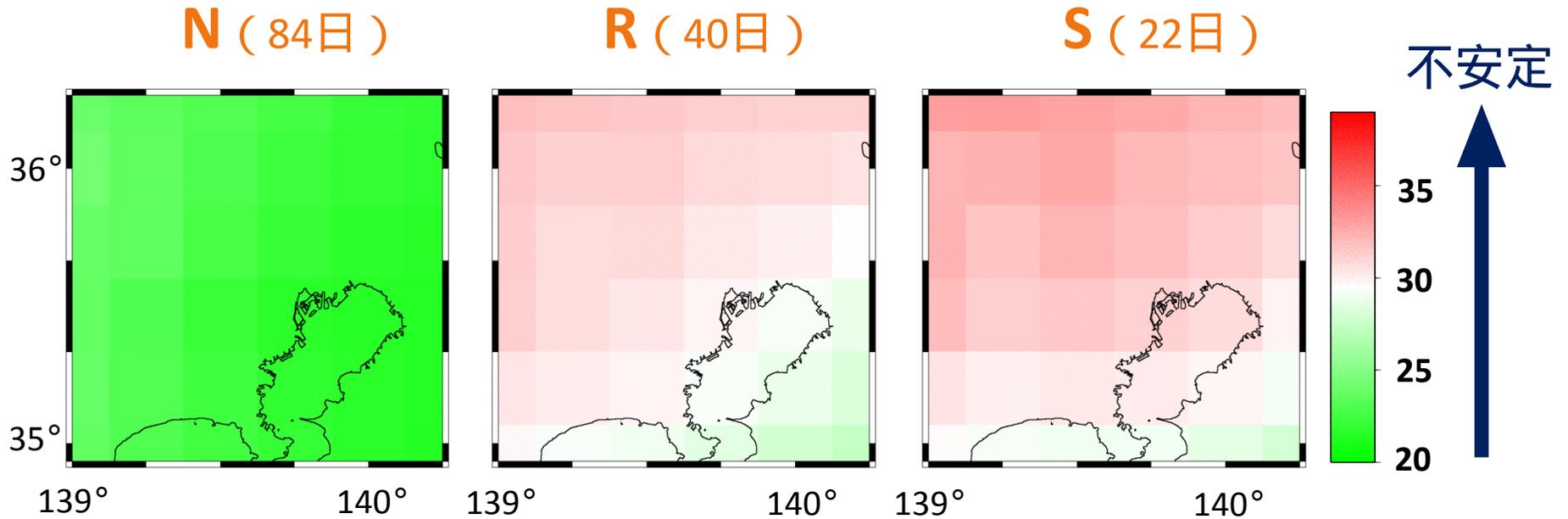


雨の有無の違いによる大気状態の違い

N : 午後に雨が降らなかった場合

R : 午後に雨が降った場合

S : 午後に強い雨(1時間10 mm以上)が降った場合



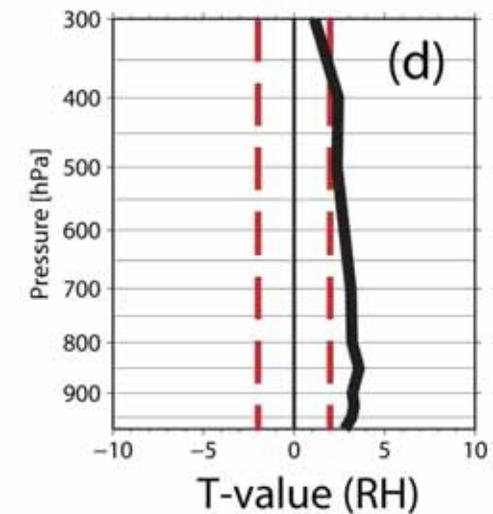
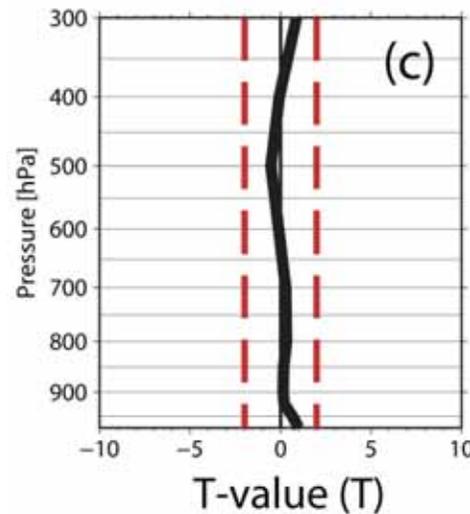
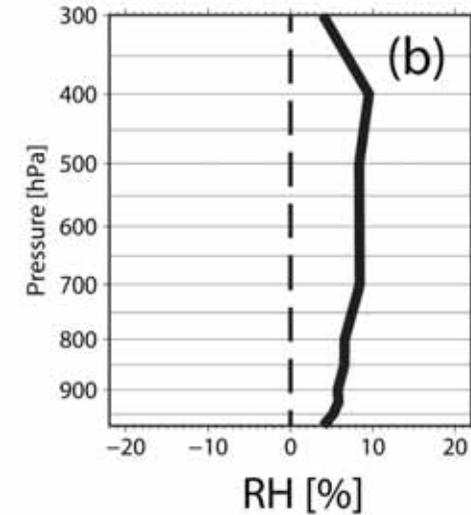
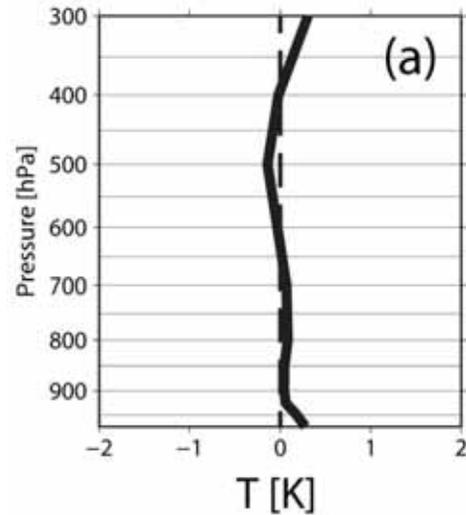
積乱雲の発生しやすさ

MSMの降雨予報が外れた場合

降水なしの場合の降雨予報に関するB-Aの差

		MSM予報	
		降水なし	降水あり
観測	降水なし	84日 (A)	16日 (B)
	降水あり	49日	40日

$$\text{Accuracy} = 100 \times \frac{84 + 40}{84 + 16 + 49 + 40} \cong 66\%$$



(野村 2011)

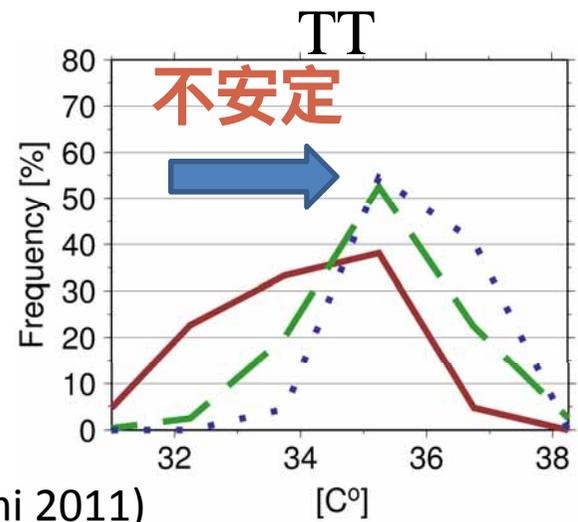
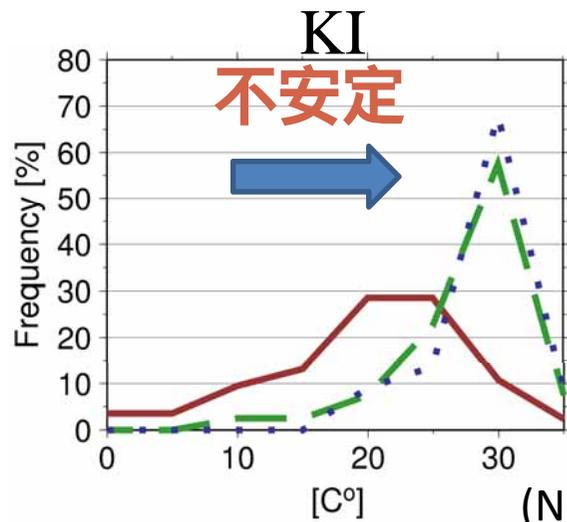
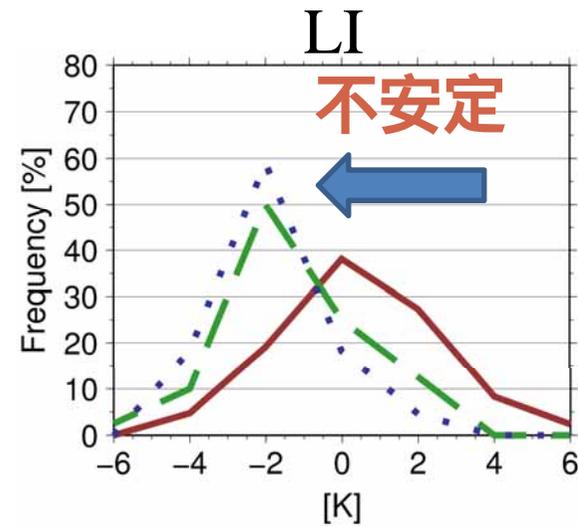
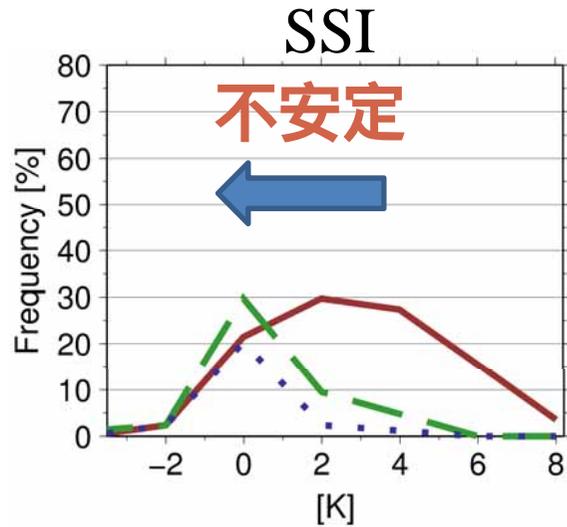


安定度パラメータの頻度分布

非降水日

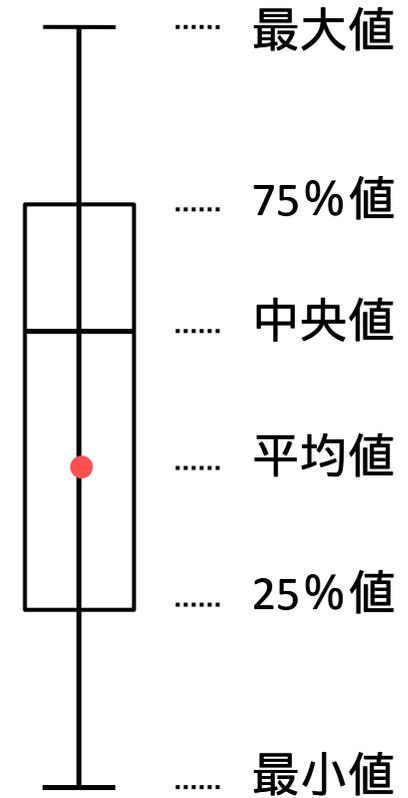
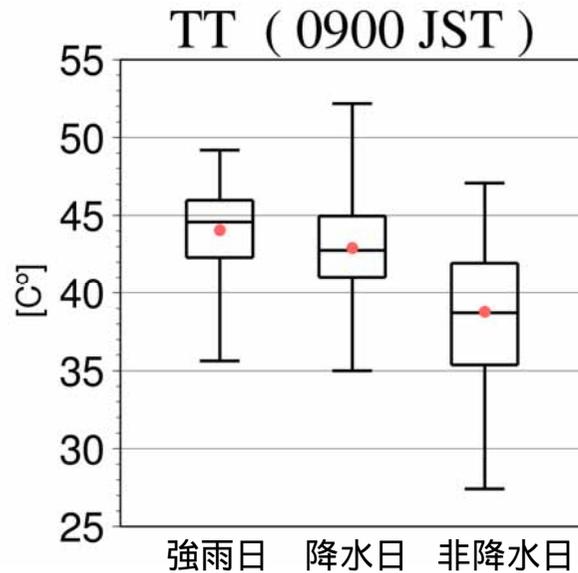
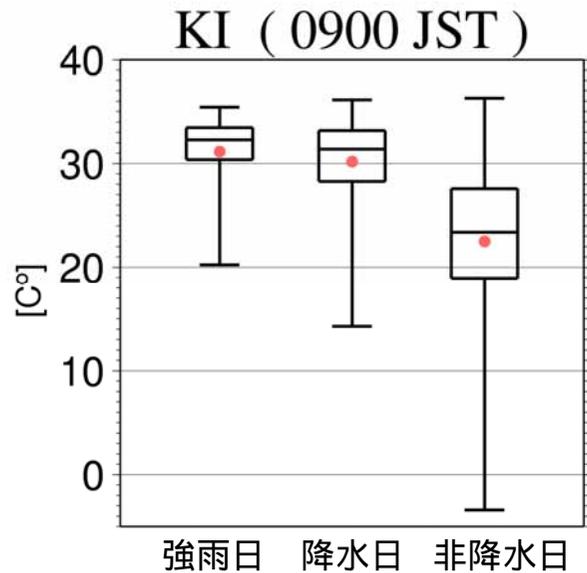
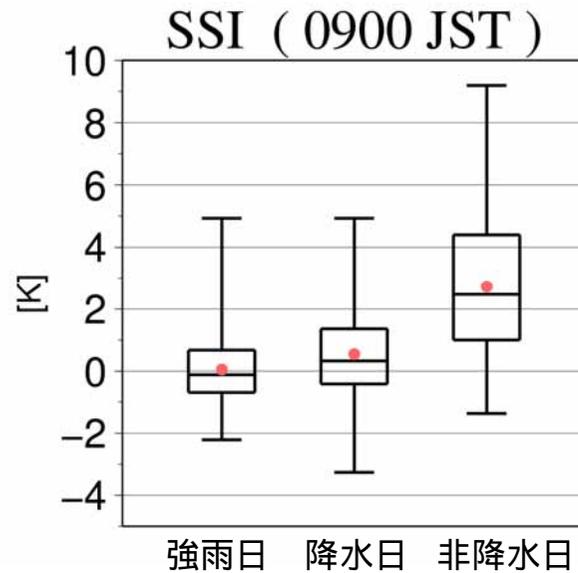
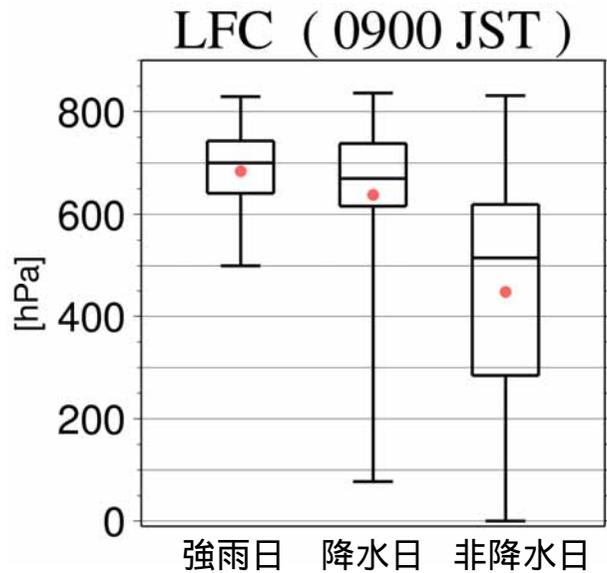
降水日

強雨日



(Nomura and Takemi 2011)

安定度パラメータの値の分布



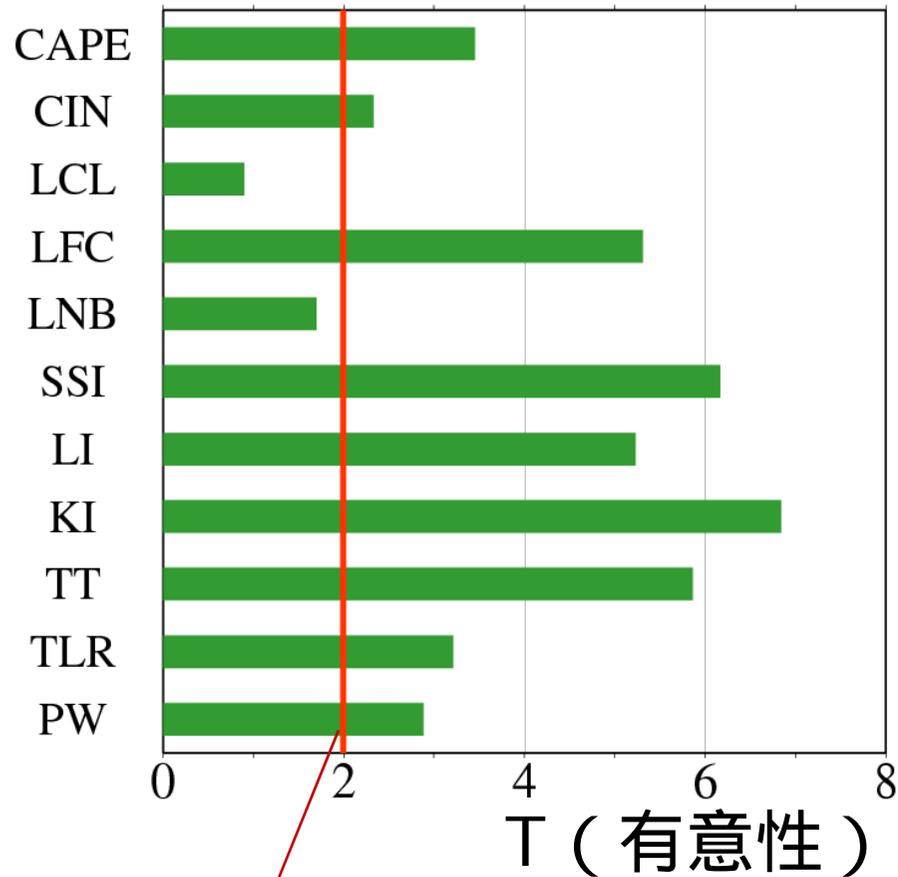
(Nomura and Takemi 2011)



安定度指数の差の有意性

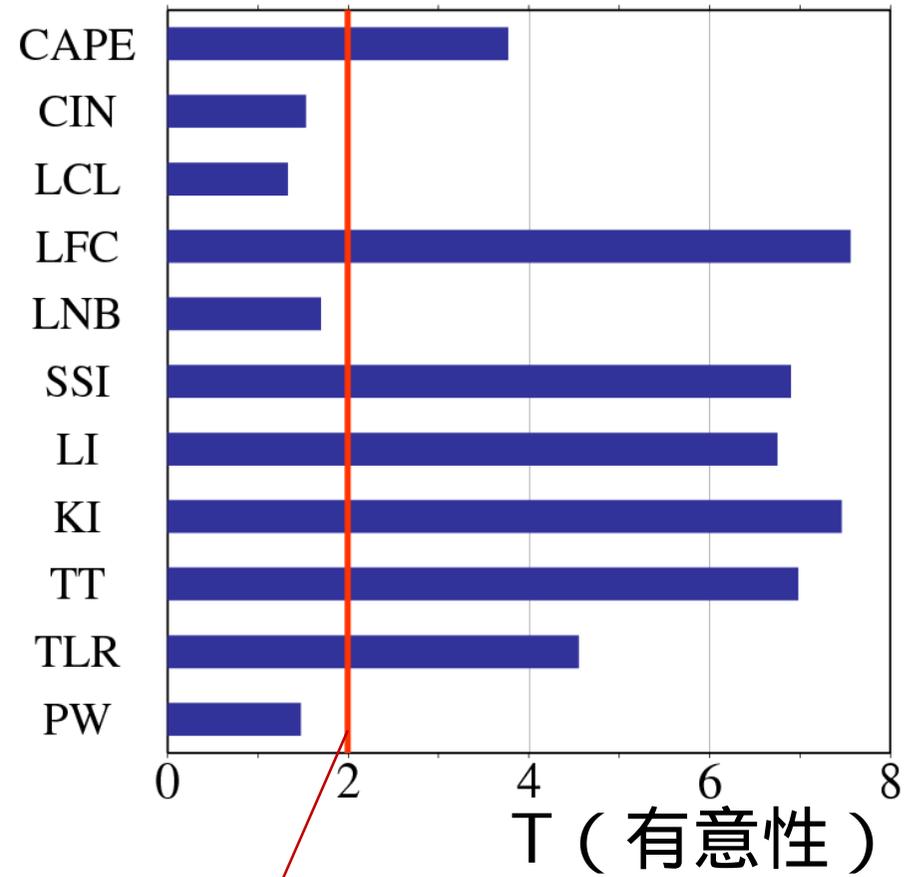
(Nomura and Takemi 2011)

R - N



有意水準 (T = 1.99)

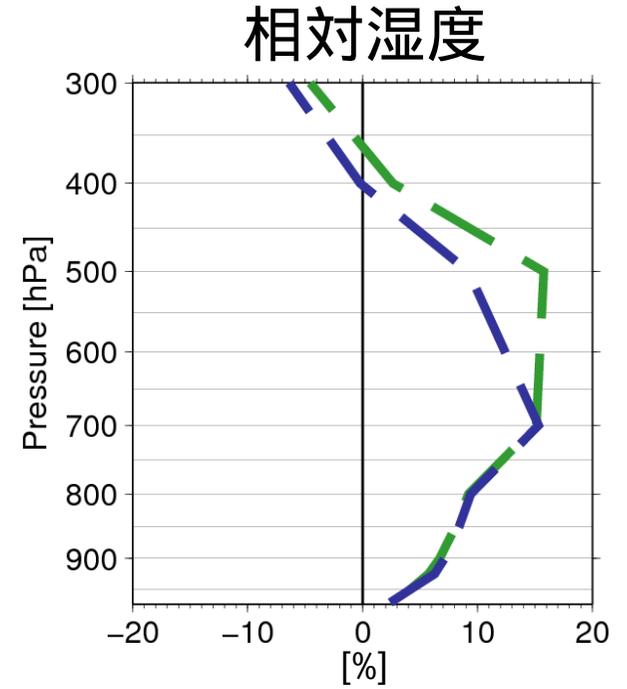
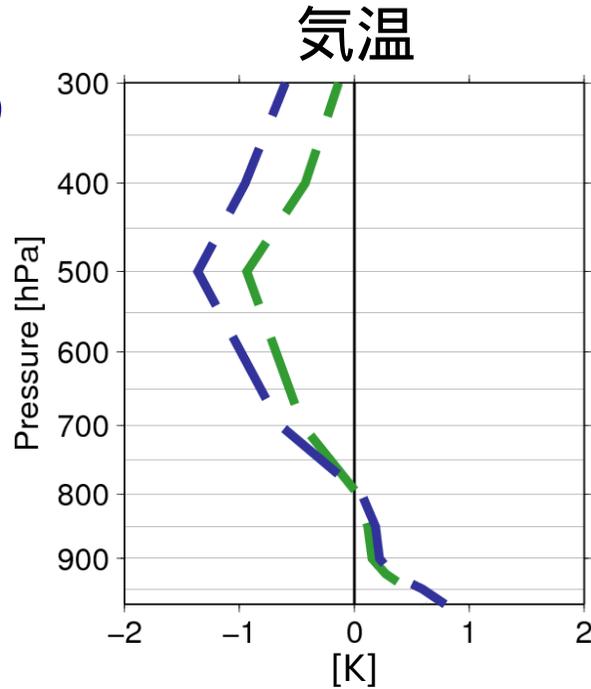
S - N



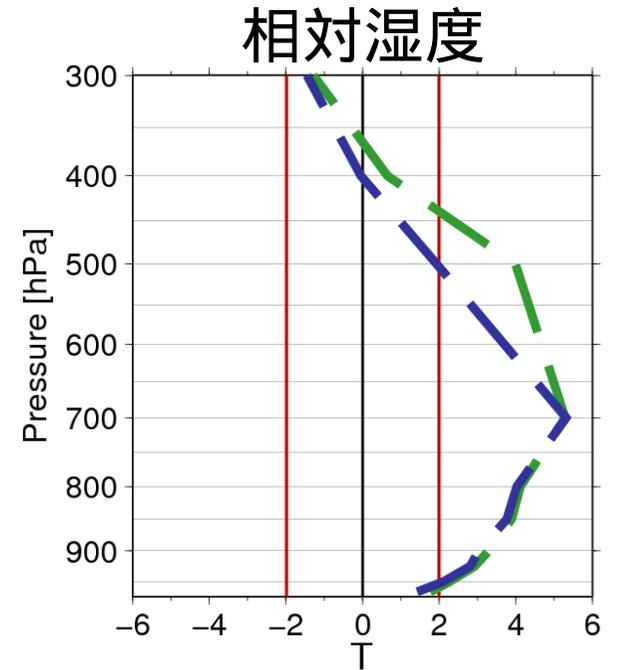
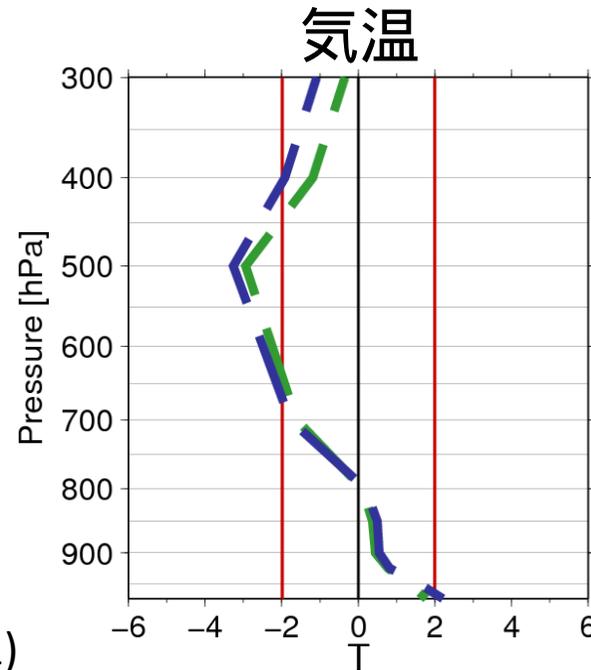
有意水準 (T = 1.99)

気温・相対湿度の 差の鉛直分布

— — — R - N
— — — S - N



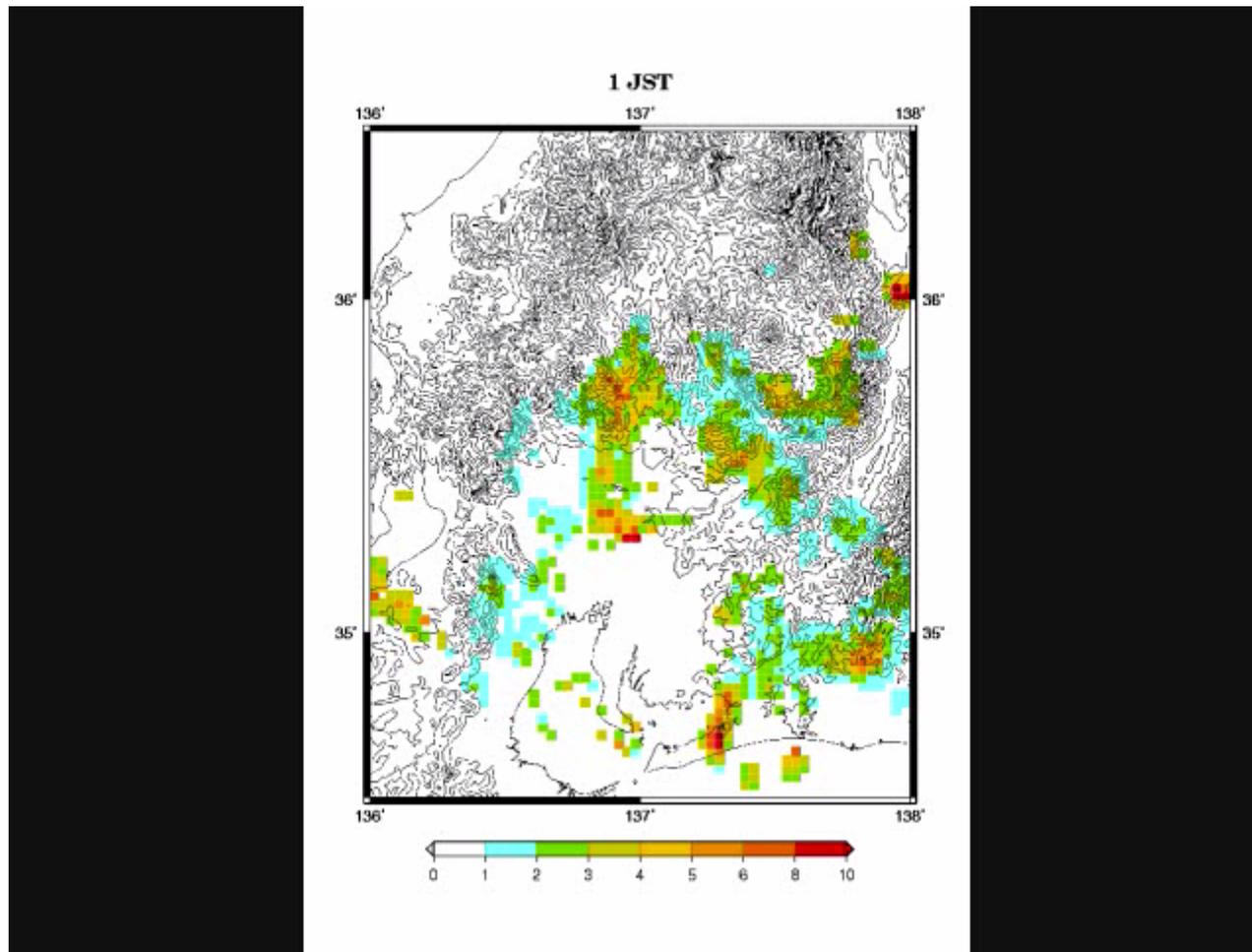
差の有意性 (T)



(Nomura and Takemi 2011)

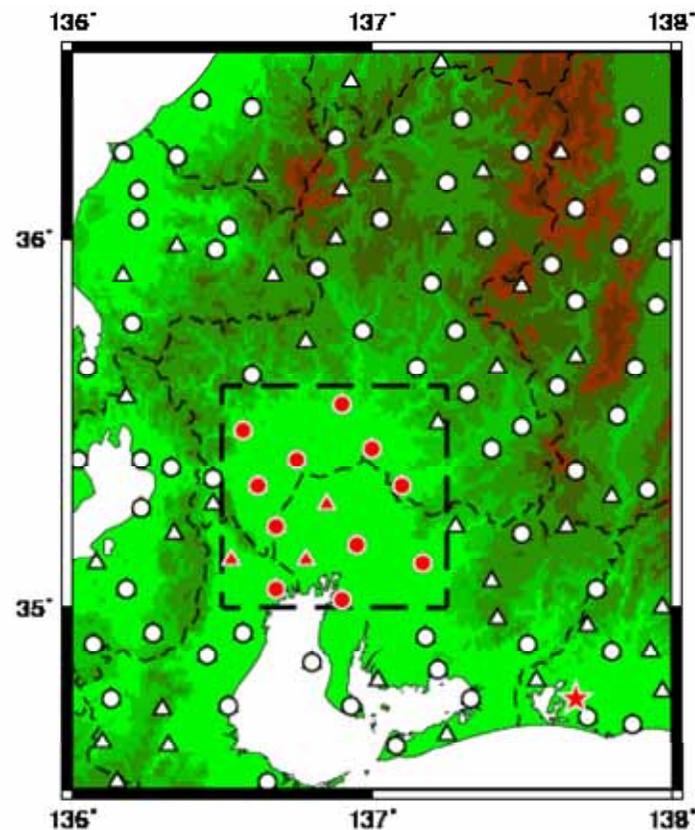
濃尾平野における静穏時の降雨の日変化

気象庁レーダーアメダス解析値から求めた
イベントあたりの平均1時間雨量の日変化



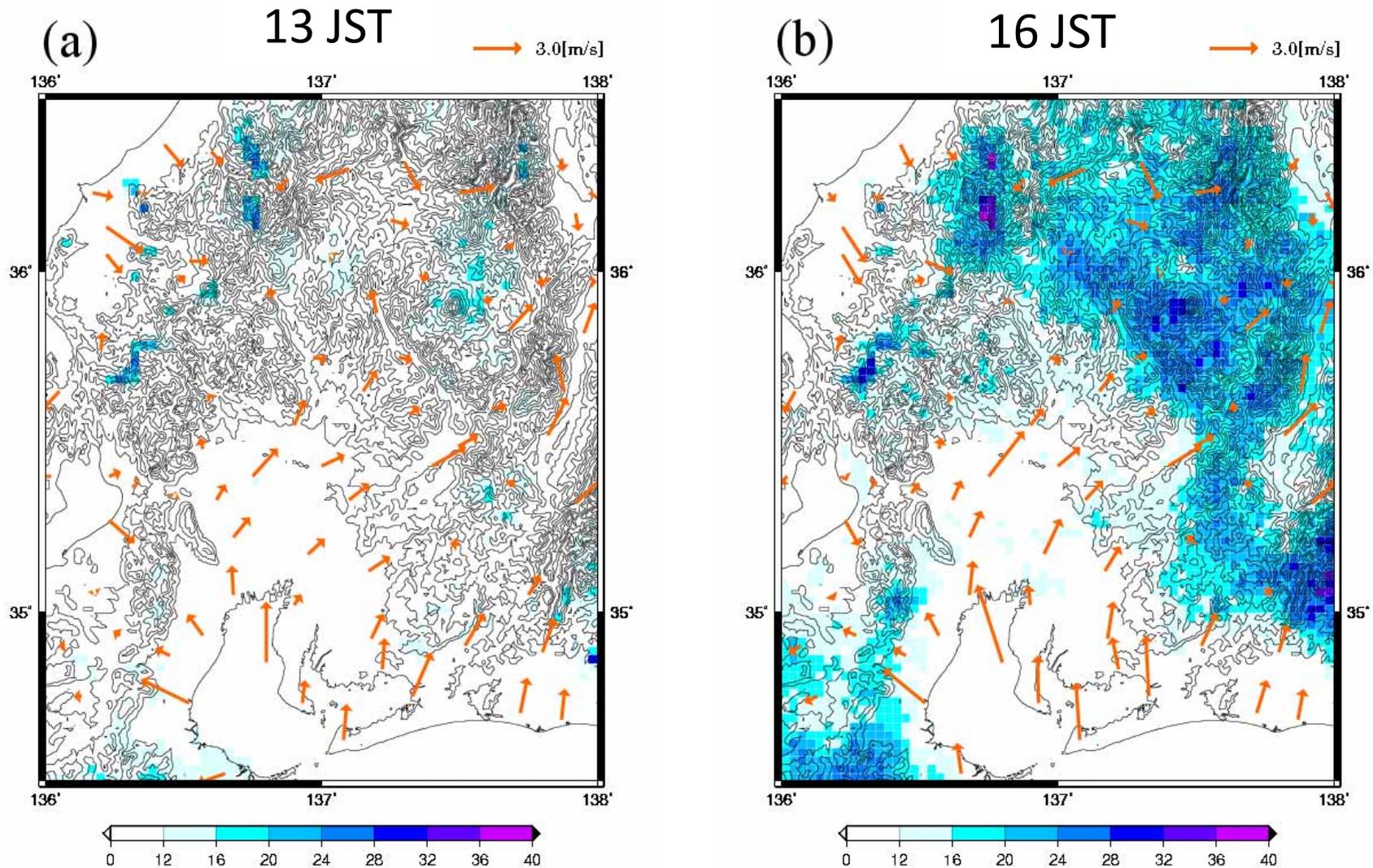
使用データと解析手法

- データ：気象庁天気図・解析雨量・アメダス地上気象観測値・MSM解析値
- 解析期間：2003～2010年の7・8月
- 解析対象日の抽出
 - 梅雨明け以降
 - 台風・前線が近傍にない
 - ここまでで静穏条件 (137日)
 - 午前中降水なし
 - + 午後に降水あり：**降水日**
 - + 午後に降水なし
 - * 高気圧が東寄り：**晴天東型**
 - * 高気圧が西寄り：**晴天西型**

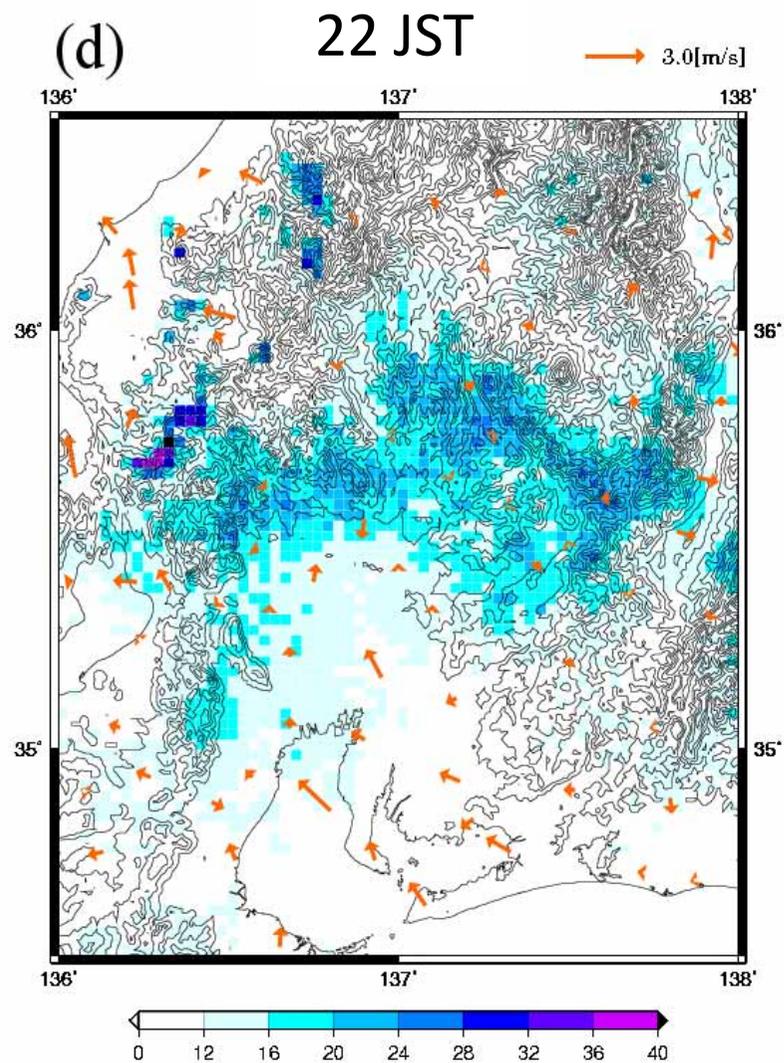
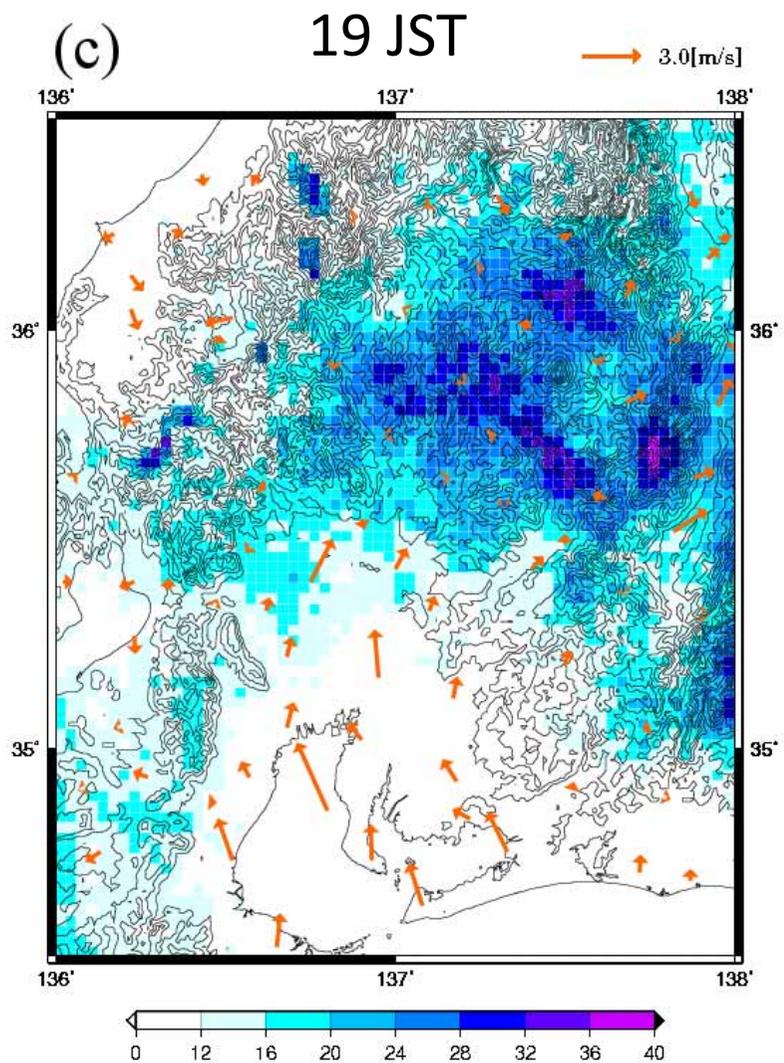


濃尾平野および周辺域での降水頻度

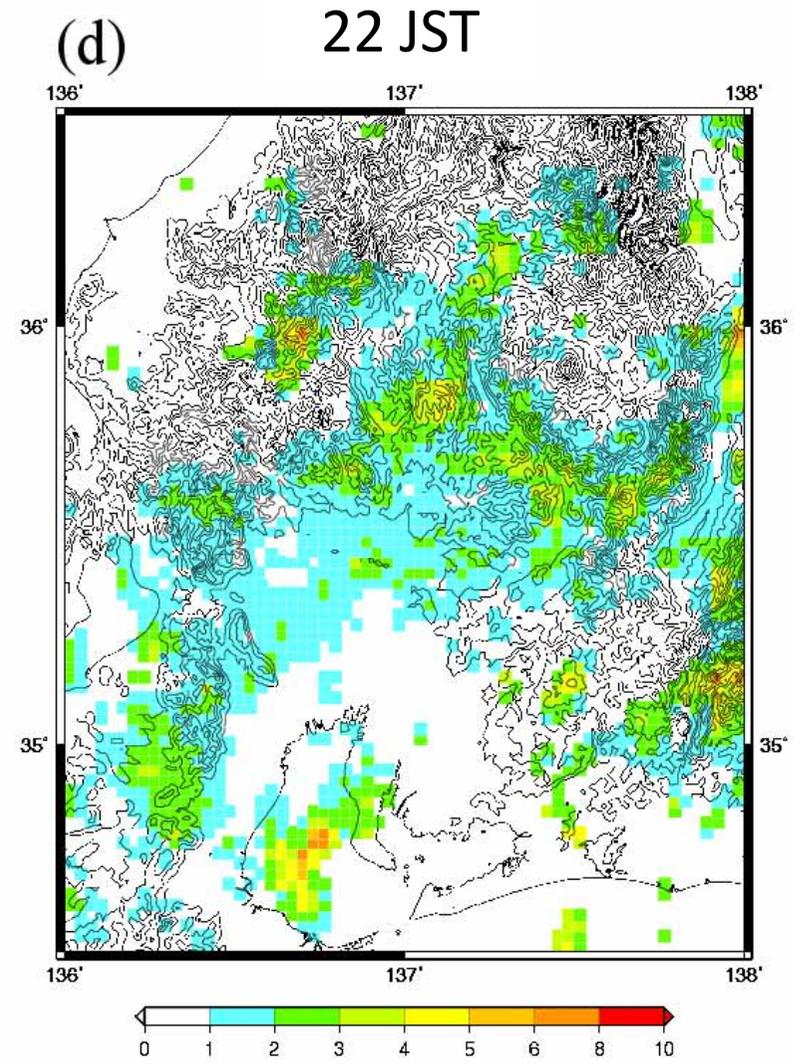
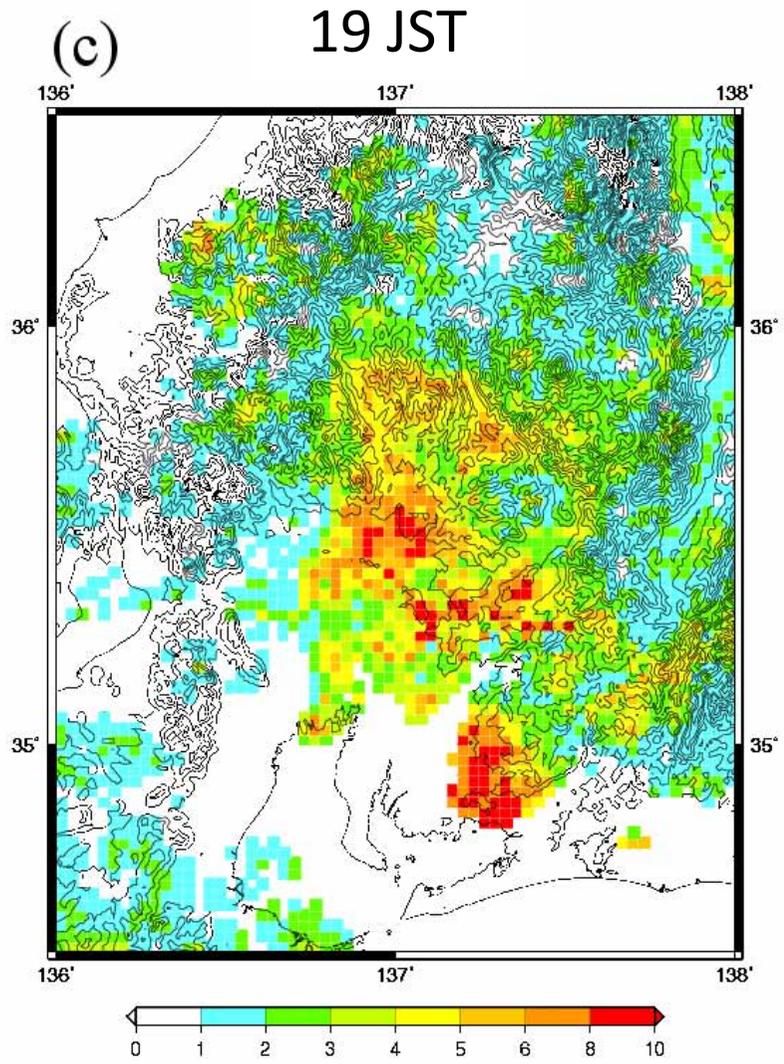
静穏条件日のうち解析雨量1 mm/h以上の回数および地上風



濃尾平野および周辺域での降水頻度



平均時間雨量

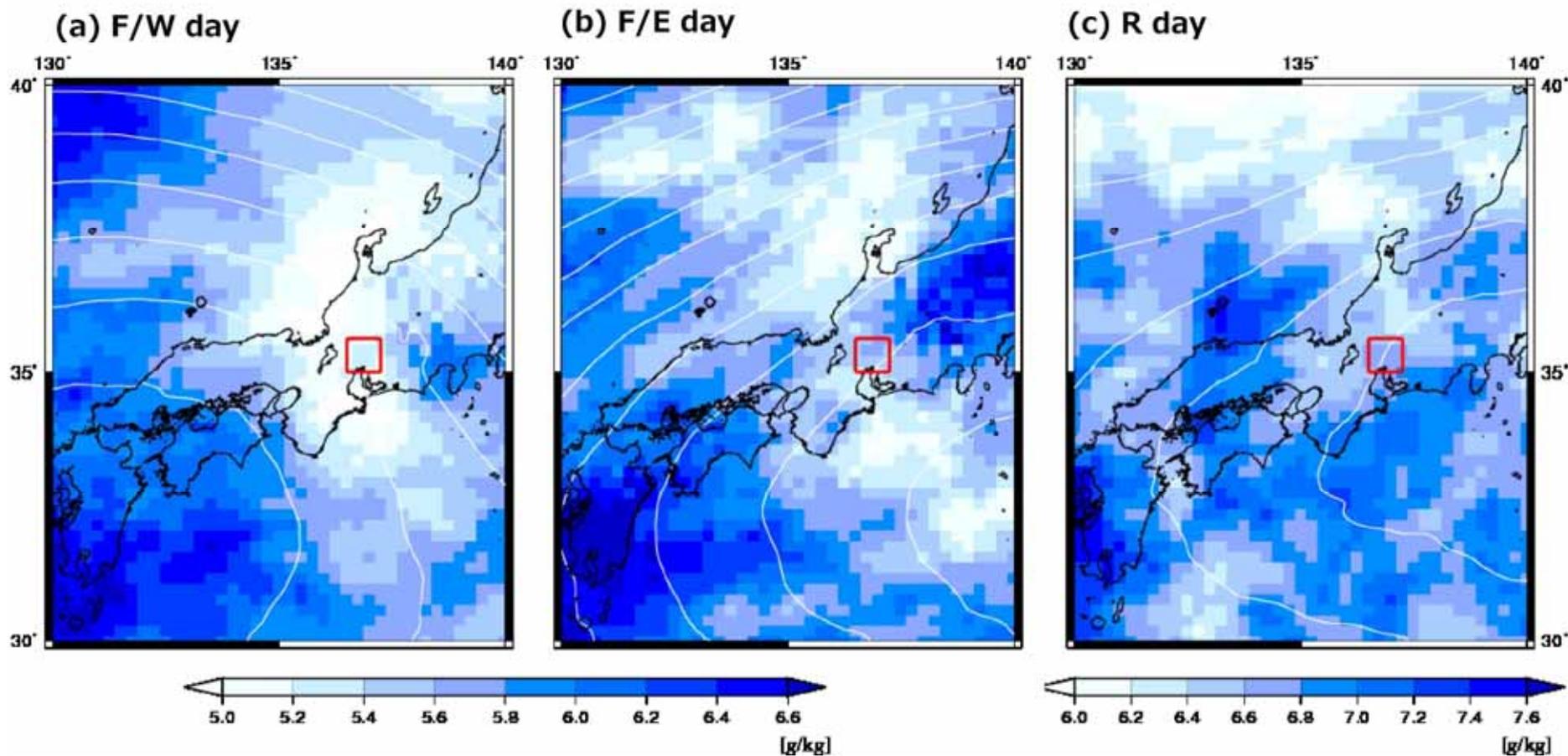


700 hPaでの水蒸気量

晴天西型

晴天東型

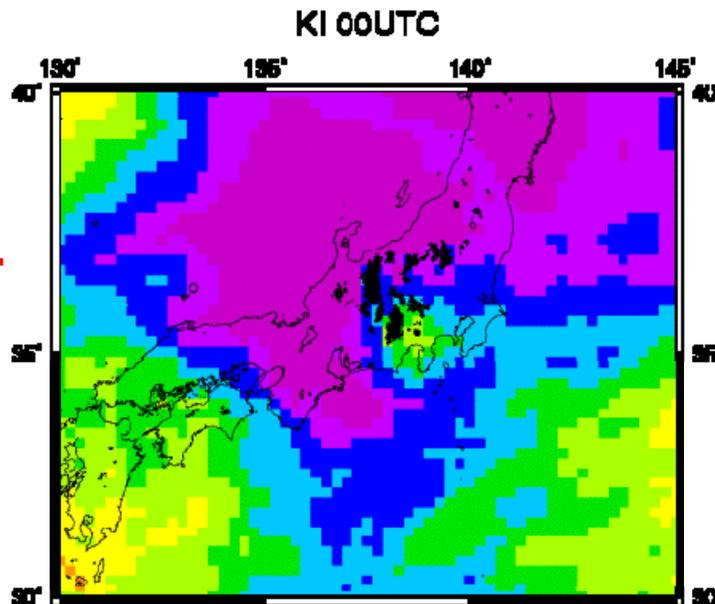
降水日



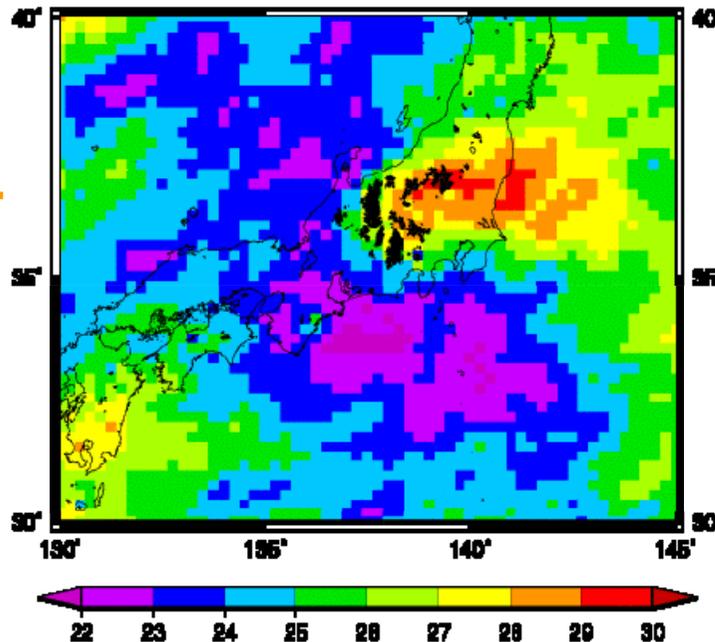
700 hPaでの水蒸気混合比（カラー）と
ジオポテンシャルハイト（白線）

不安定指数 (K指数) の分布

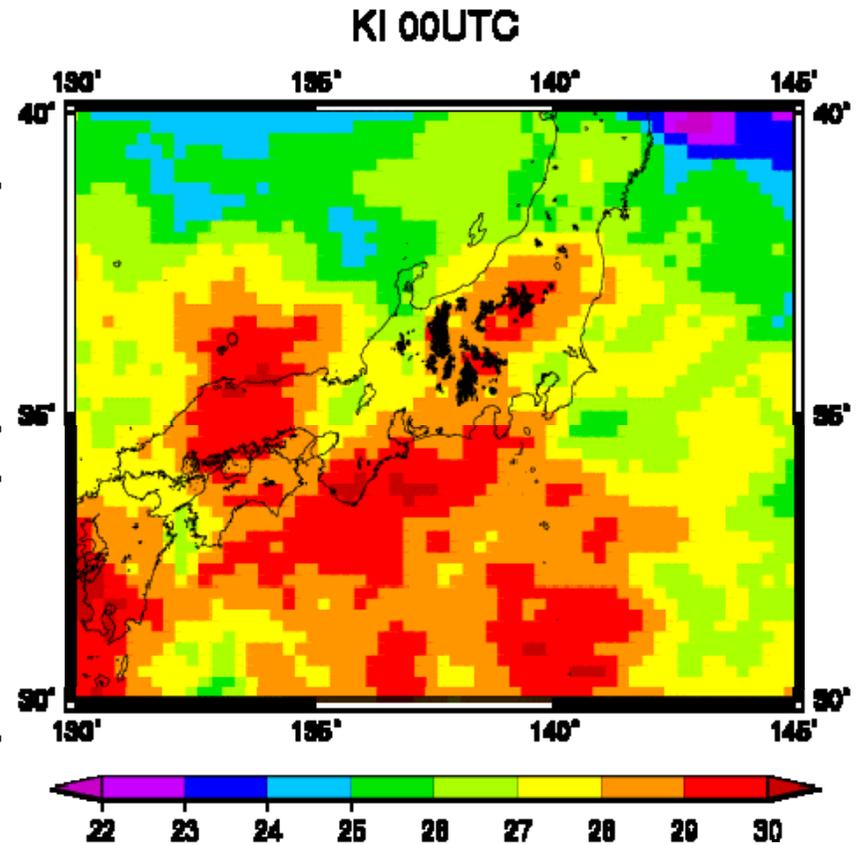
晴天西型



晴天東型



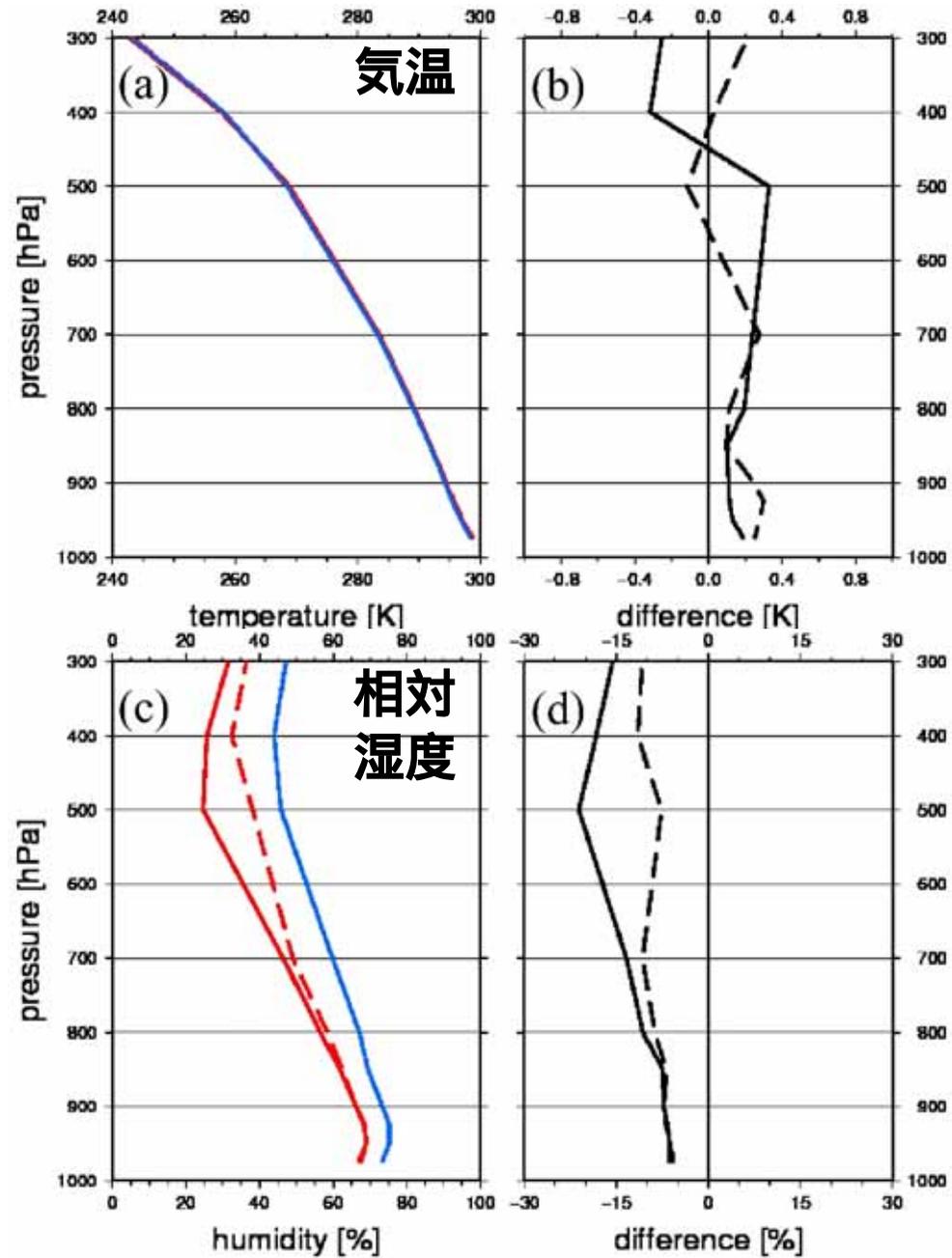
降水日



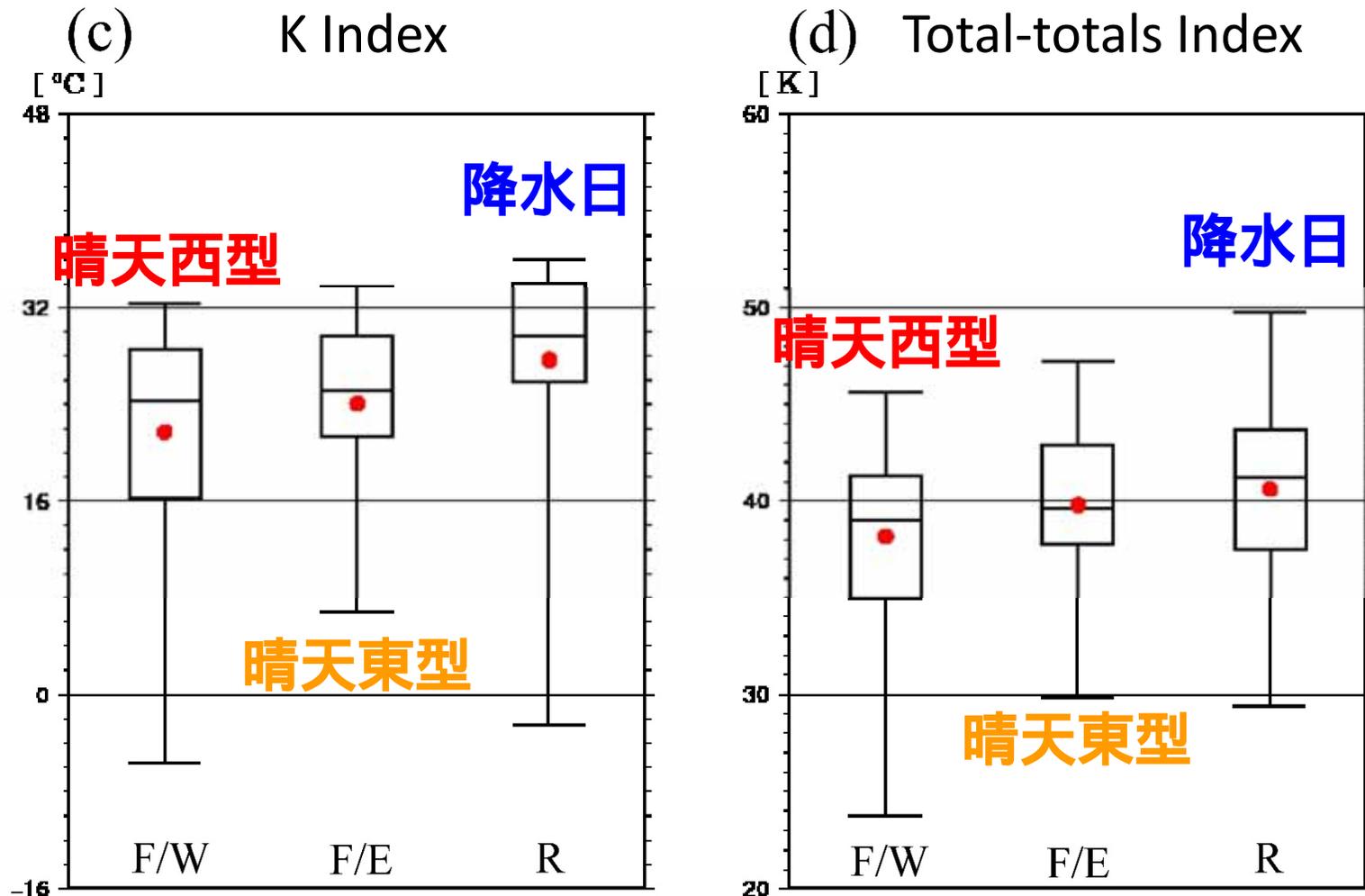
気温・相対湿度の鉛直プロファイルの違い

濃尾平野領域で
平均した鉛直プ
ロファイル

降水日 
晴天東型 
晴天西型 



濃尾平野での安定度指数の違い

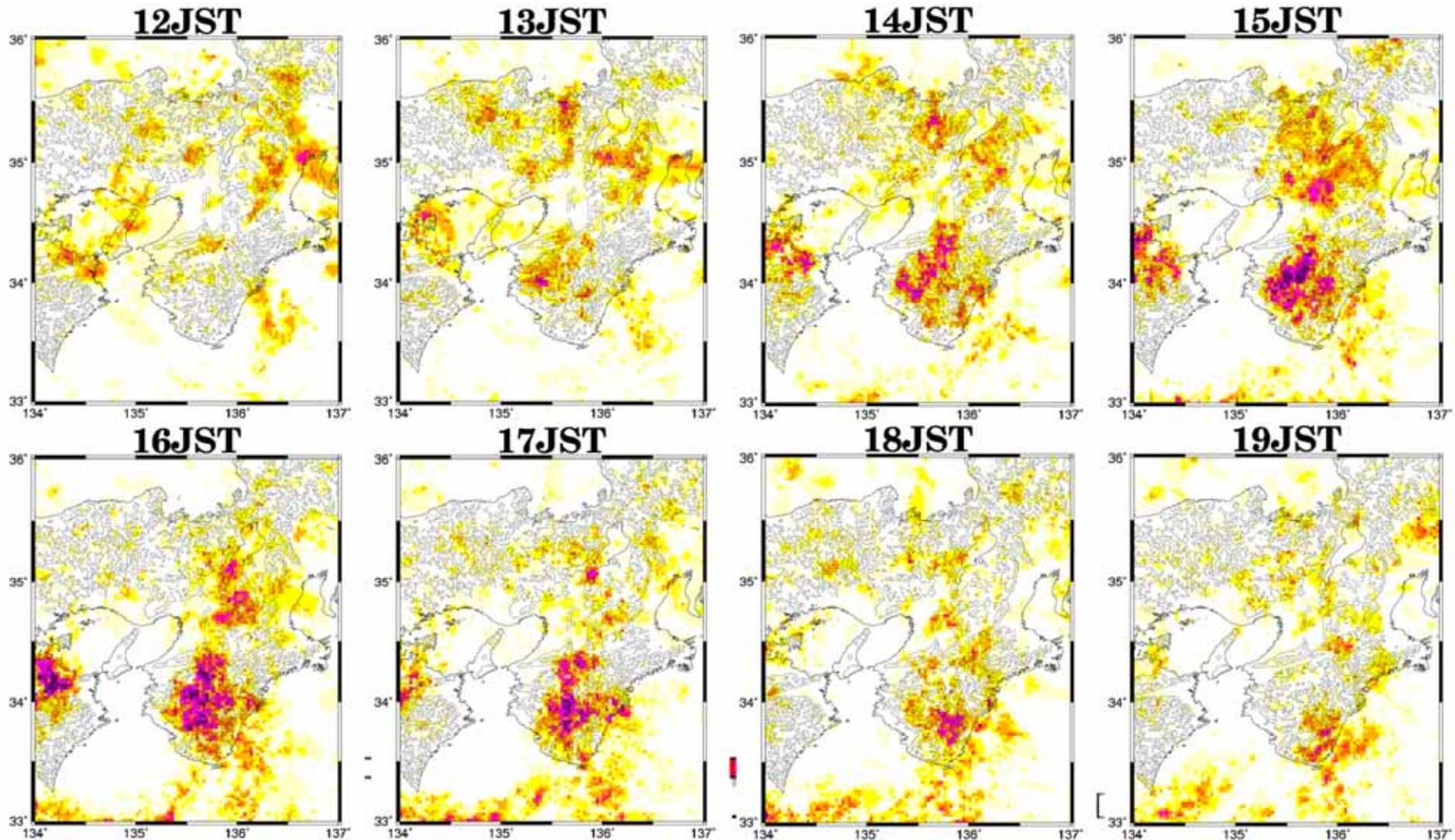


$$\text{K Index (KI)} = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

$$\text{Total - Totals Index (TT)} = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500})$$

近畿地方での午後の雷雨の発生の地域分布

真夏の午後に急に発生する雷雨の時間別の地域分布（12時から19時）



発生しやすい地域と時刻

（土田と竹見，2014）

International Conference on Mesoscale Convective System and High Impact Weather,
BEXCO, Busan, Korea, 25-28 April 2016

Statistical analyses on the morphology and environmental properties of warm- season quasi-stationary convective clusters in Japan

Takashi Unuma and Tetsuya Takemi*



Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University



京都大学
KYOTO UNIVERSITY

気象庁現業データによる局地降水に関する解析

積乱雲の発生のポテンシャルを安定度指数で評価することにより、積乱雲発生の兆候を把握することができる

関東平野・濃尾平野ともに中層の相対湿度に違いがある

関東平野では、降水発生前に中層の気温が低い

近畿地方の場合には、地域性が強すぎて、明確な傾向は現れにくいようである

長期間のデータを統計的に解析することにより、気象庁による現業気象データがメソスケール現象の解析に十分に活用できる

大型プロジェクトが仮になくとも、気象庁のデータを活用し、様々な気象の解析をすることが可能である

湿潤対流を主としたメソ気象学研究 のこれから

今後の方向性

スケール間相互作用：メソ vs 総観；メソ vs マイクロ

重力波の伝播

水平方向の不均一性（むら）

微細スケールの物理過程と対流スケールとのダイナミクス

雲物理

乱流

地域性と普遍性

地理・気候条件

地空相互作用、海空相互作用

気候変動の影響



大気現象の時空間スケール

地上風速の周波数スペクトル

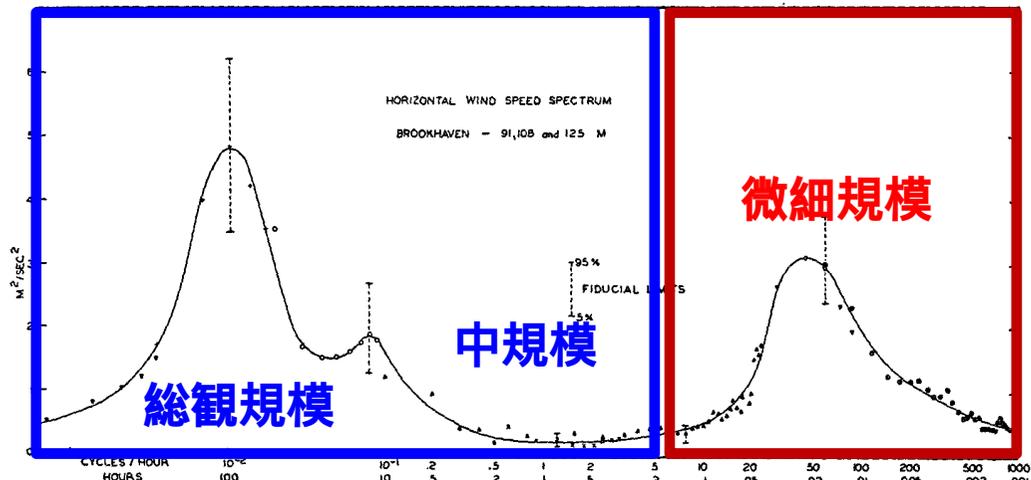


FIG. 1. Horizontal wind-speed spectrum at Brookhaven National Laboratory at about 100-m height. (See table 1 for date and time.)

4日
↑
1日
↑
1時間
↑
1分

(Van der Hoven 1957)

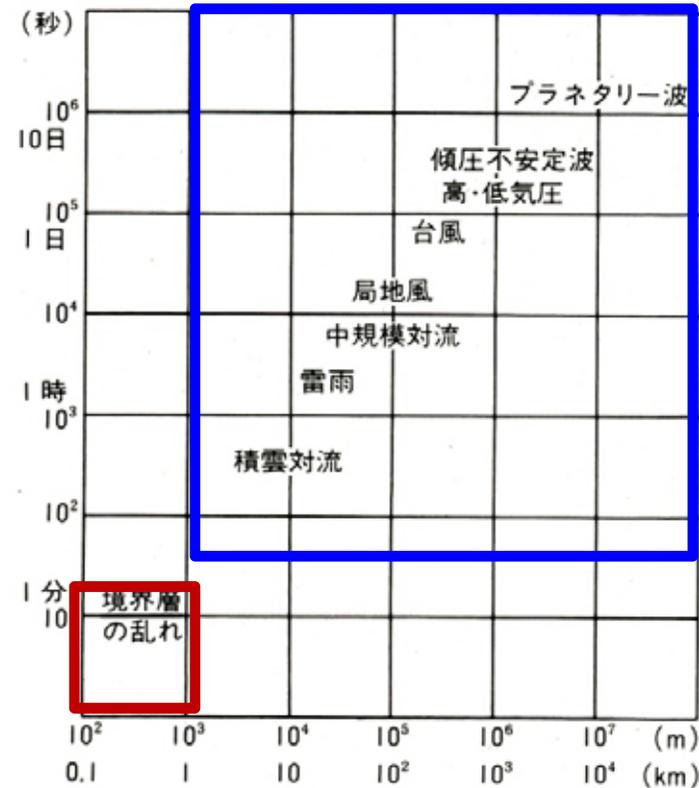
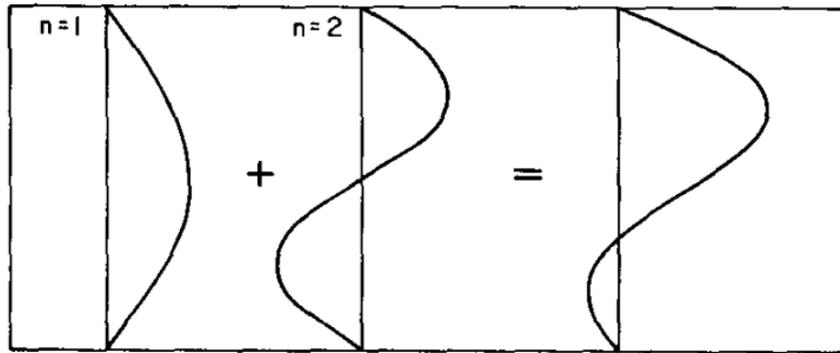


図 6.11 いろいろな気象現象の水平スケールと時間スケール

(小倉 1984)

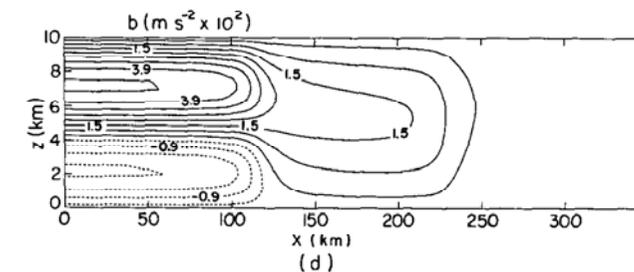
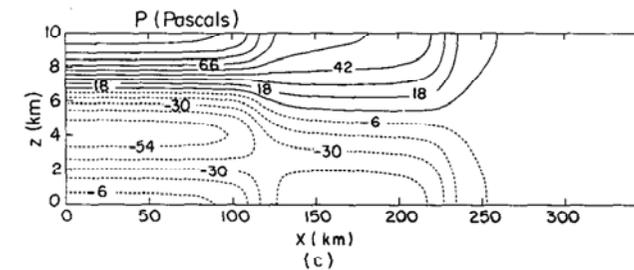
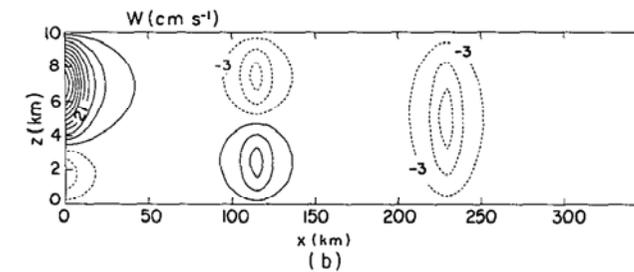
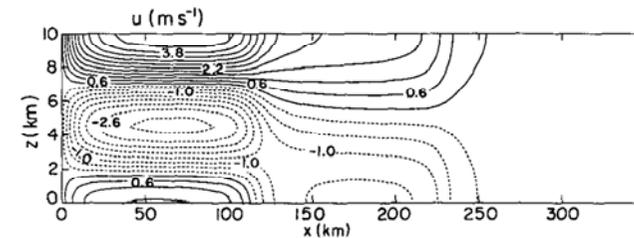
対流と重力波：熱源応答の二階建て構造

静止かつ成層大気において、熱源に対する応答としての重力波を考える



熱源を $n=1$ （大気全層で正弦波による加熱域）と $n=2$ （上層で加熱、下層で冷気プールなどによる冷却）とに分割する。

(Nicholls et al. 1991)



Gregarious tropical convection

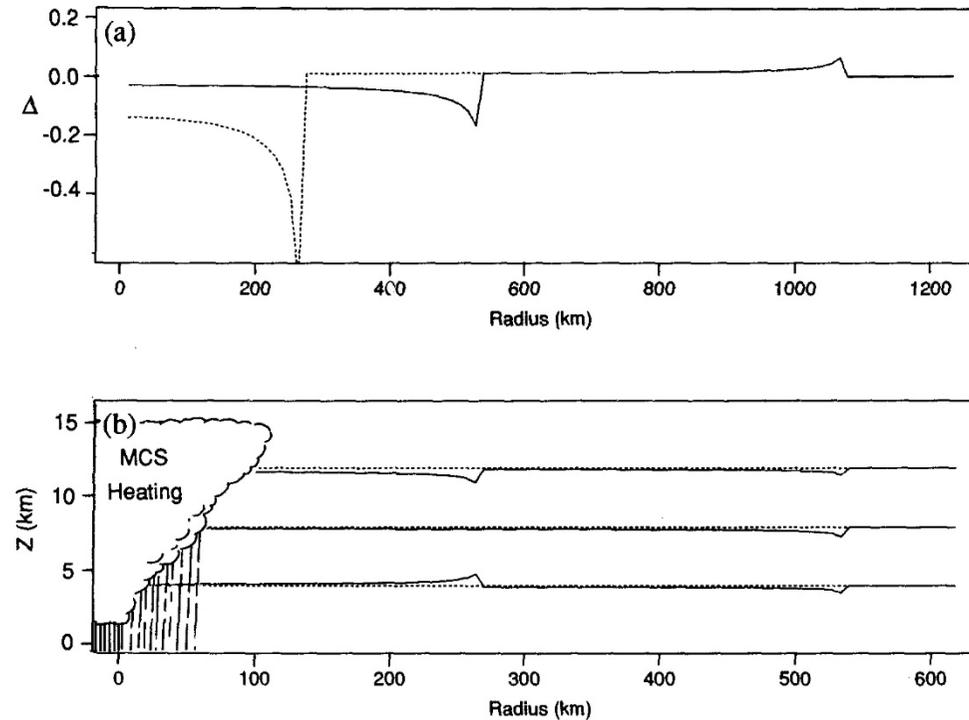
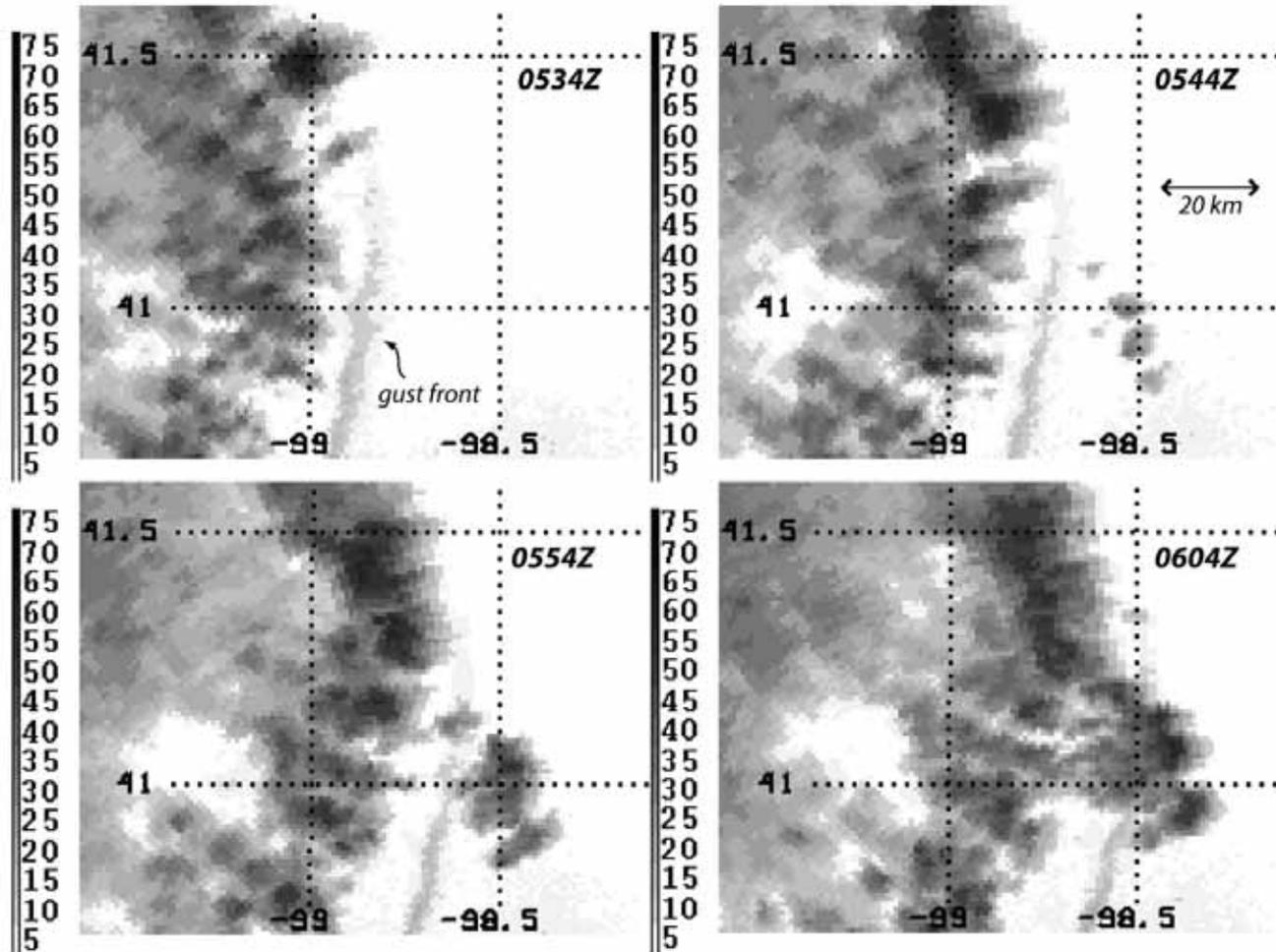


FIG. 4. Linear response of a stratified fluid to a radially symmetric heat source (delta function of radius), scaled so that the divergent wind $U_{\max} = 5 \text{ m s}^{-1}$ at a radius of 100 km, comparable to the scaling below (8) for a line source. Calculated from Eqs. (10) and (11) of BS89. Discontinuities result from the artifice of delta-function heating. (a) The area contraction factor Δ at the surface at time $\tau = 6$ h. The solid curve results from the choice $l = 2$ for the second vertical mode, while the dashed line results from the choice $l = 4$. (b) The positions of three material surfaces (solid) initially horizontal (dashed), at time $\tau = 3$ h.

(Mapes 1993)

不連続なセル形成 : discrete propagation

レーダー観測



(Fovell et al. 2006)

境界層ロールから対流へのスケール選択律

地表面過程 ↔ 境界層組織構造 ↔ 対流の組織化

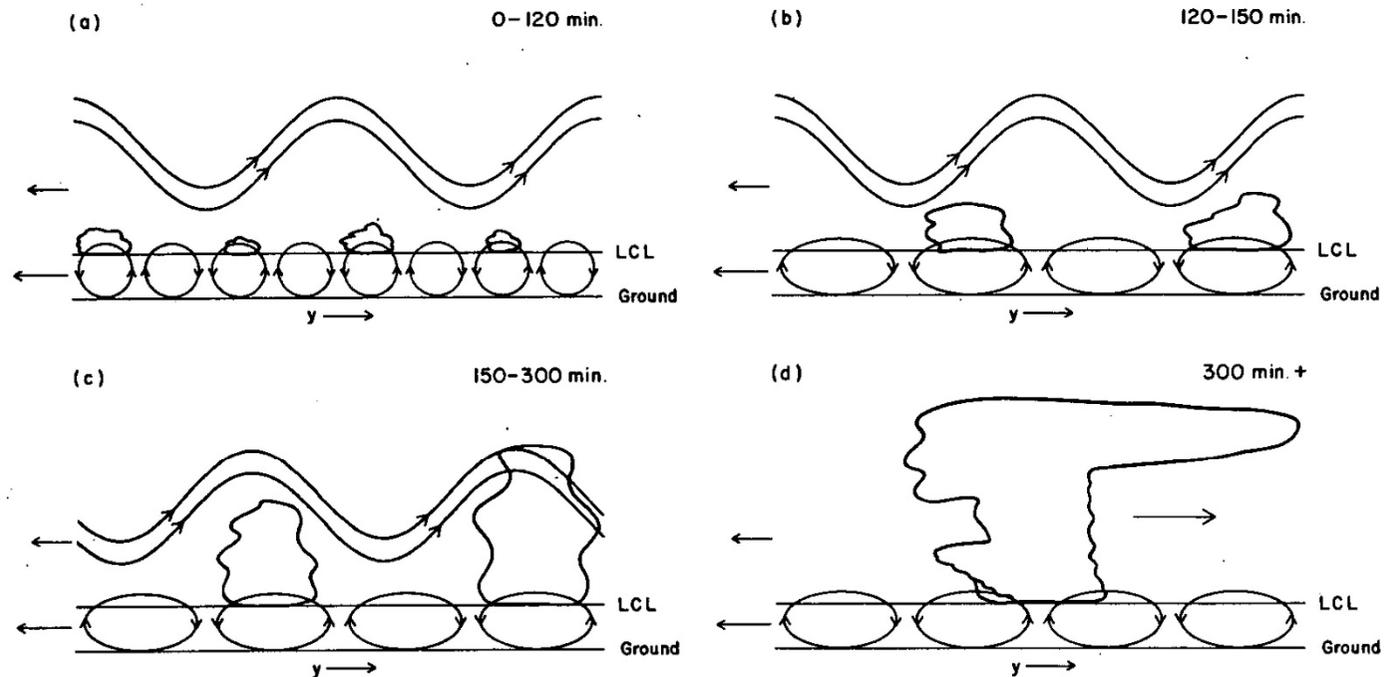


FIG. 14. Schematic showing development of deep convection within the field solution approach. The figures shown are cross-sections in the principal shear plane. Shear in the lowest 1 km points into the page, and the principal shear in the lowest 5 km points to the right of the page. (cf. Fig. 2.) (a) Up to 120 min N1 (Rayleigh mode) dominates at low levels and N2 (gravity wave) at higher levels. After 120 min, N2 dominates even at low levels. (b) Initially, the gravity wave and the N2 rolls remain locked in phase. (c) Subsequent to the appearance of clouds, they decouple in phase. (d) At the severe storm stage, the modal solution N2 is obscured at cloud heights, but the subcloud eddies still correspond the N2 solution.

(Balaji and Clark 1988)

より現実的な地形や土地利用の場合？

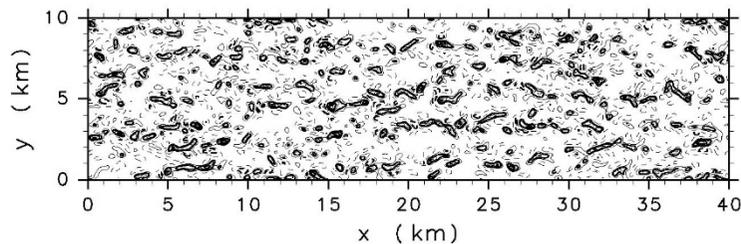
現実場での
湿潤対流LES

境界層対流から深い湿潤対流へのスケールアップ

砂漠上の浅い乾燥対流から深い湿潤対流にいたる日変化の100 mメッシュ
高解像度計算（一様地表面；太陽放射）

0900 LT

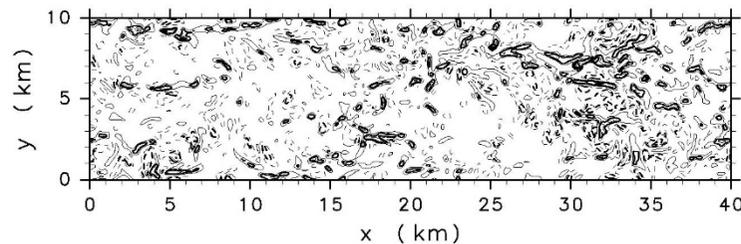
(a) $z=200\text{m}$ $T=09\text{LT}$



CONTOUR INTERVAL = $6.000\text{E}-01$

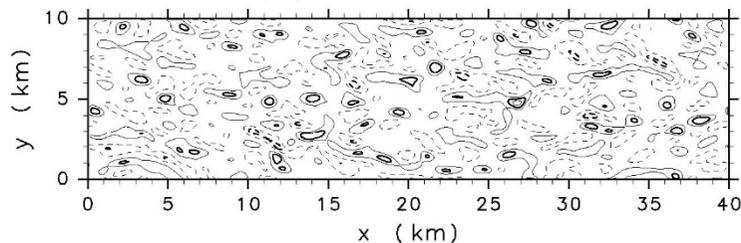
1500 LT

(b) $z=200\text{m}$ $T=15\text{LT}$



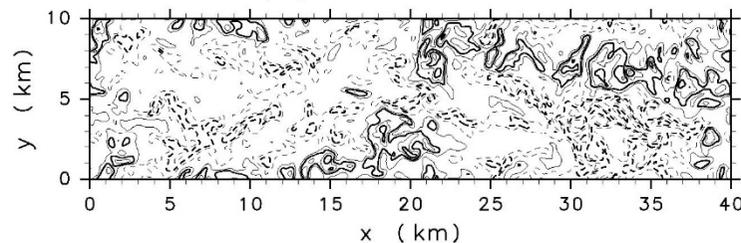
CONTOUR INTERVAL = $1.200\text{E}+00$

(c) $z=2$ km $T=09\text{LT}$



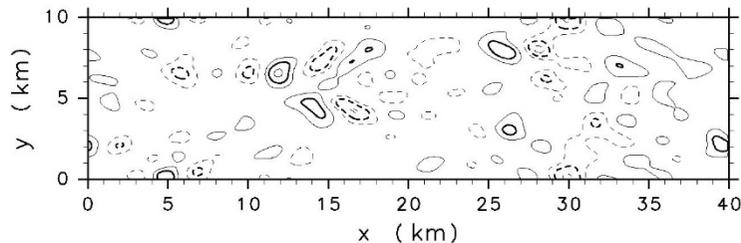
CONTOUR INTERVAL = $2.000\text{E}-01$

(d) $z=2$ km $T=15\text{LT}$



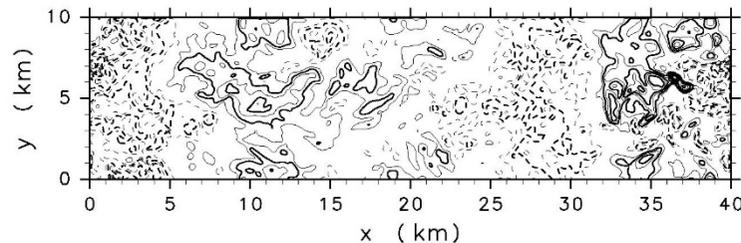
CONTOUR INTERVAL = $1.500\text{E}+00$

(e) $z=6$ km $T=09\text{LT}$



CONTOUR INTERVAL = $1.000\text{E}-02$

(f) $z=6$ km $T=15\text{LT}$



CONTOUR INTERVAL = $5.000\text{E}-01$



(Takemi 2008)

気候変動影響評価：夏季局地降水の環境条件

気象研究所全球モデルMRI-AGCM3.2Sの気候予測実験

20 kmメッシュ値

A1Bシナリオ

現在気候(1980-2004)

将来気候(2075-2099)

解析対象

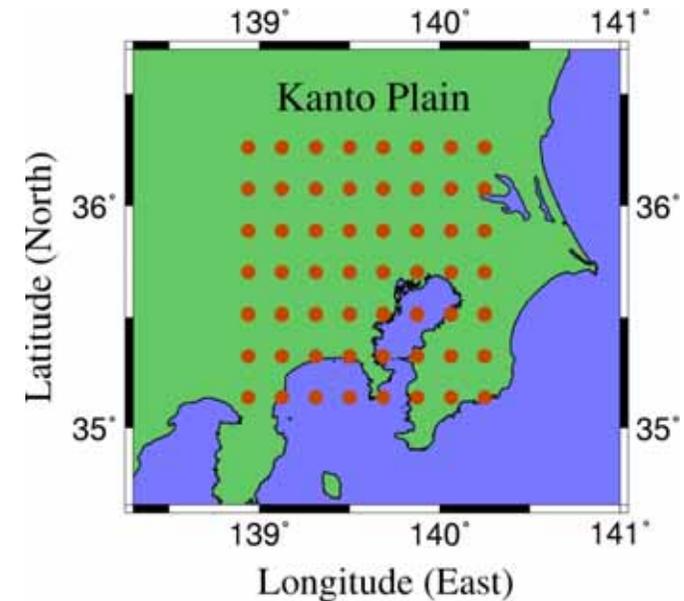
関東平野

8月、総観場の影響が弱い状況

午前中に降水なく、午後に降水が発生する日を抽出

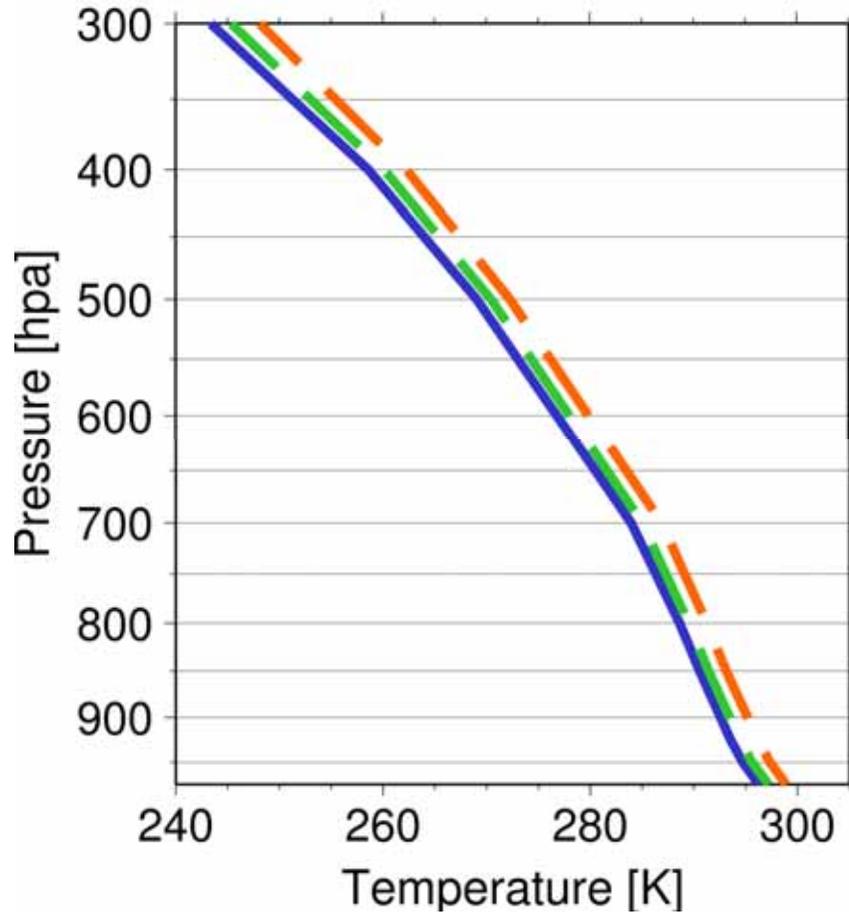
現在気候：58日；将来気候：51日

抽出日の9時(JST)の大気状態を解析

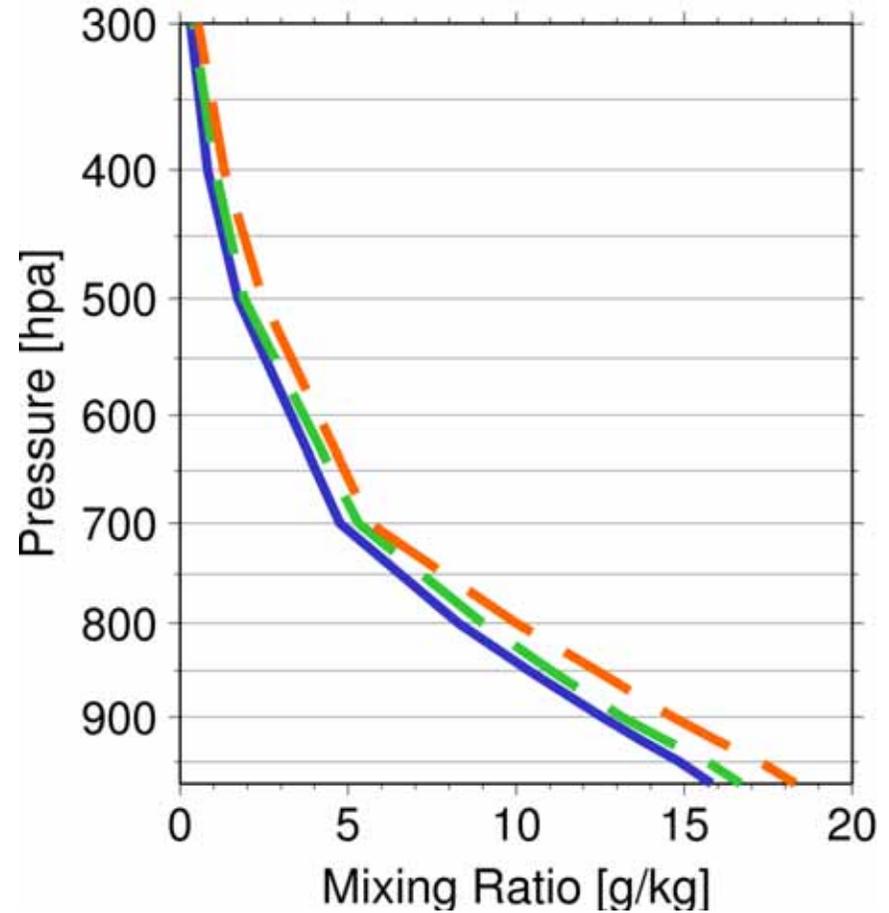


気温・水蒸気量の将来変化

気温



水蒸気混合比



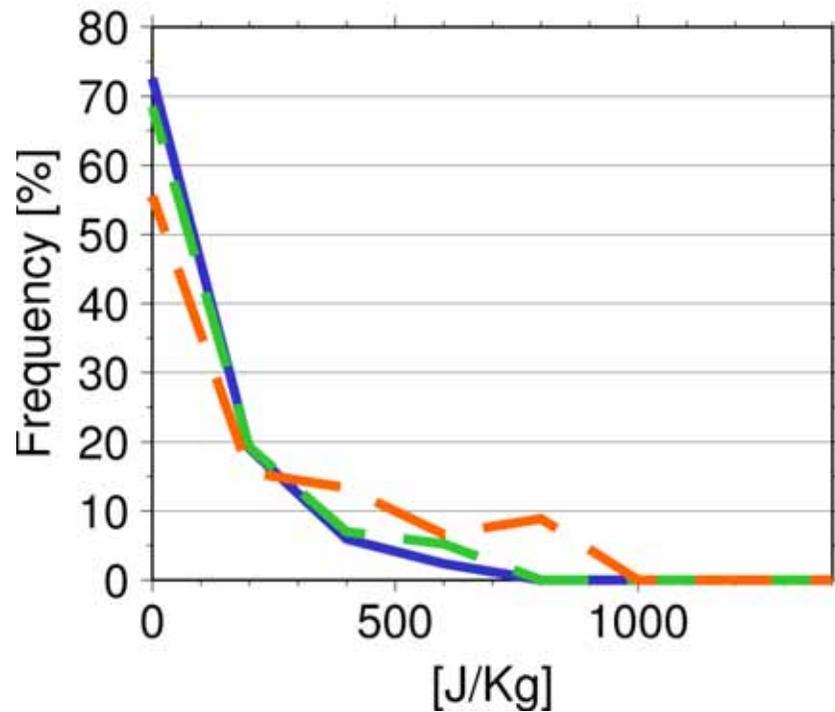
青：GCM現在気候

緑：近未来

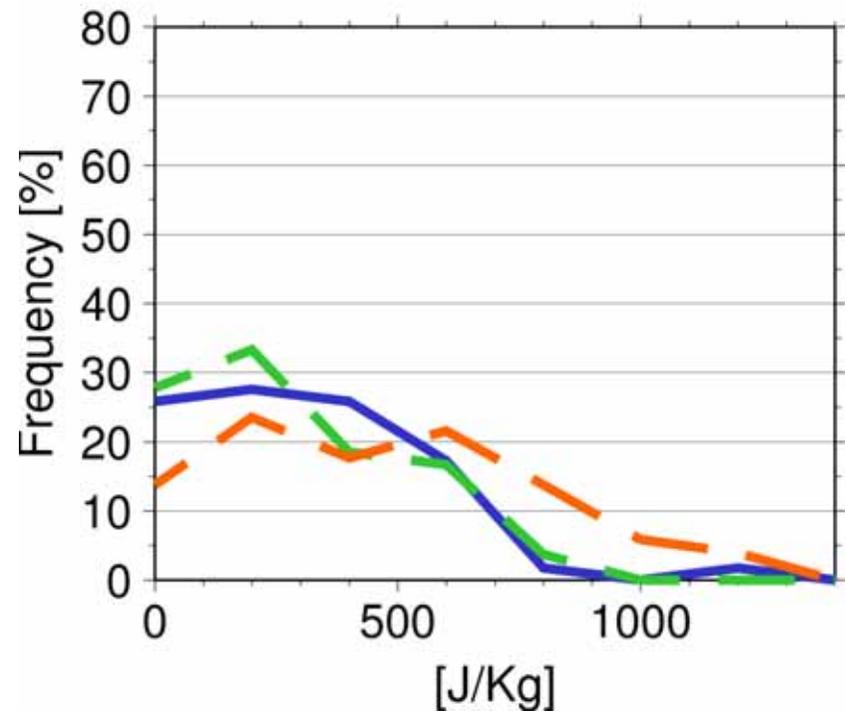
赤：21世紀末

非降水日 vs 降水日

非降水日
CAPE



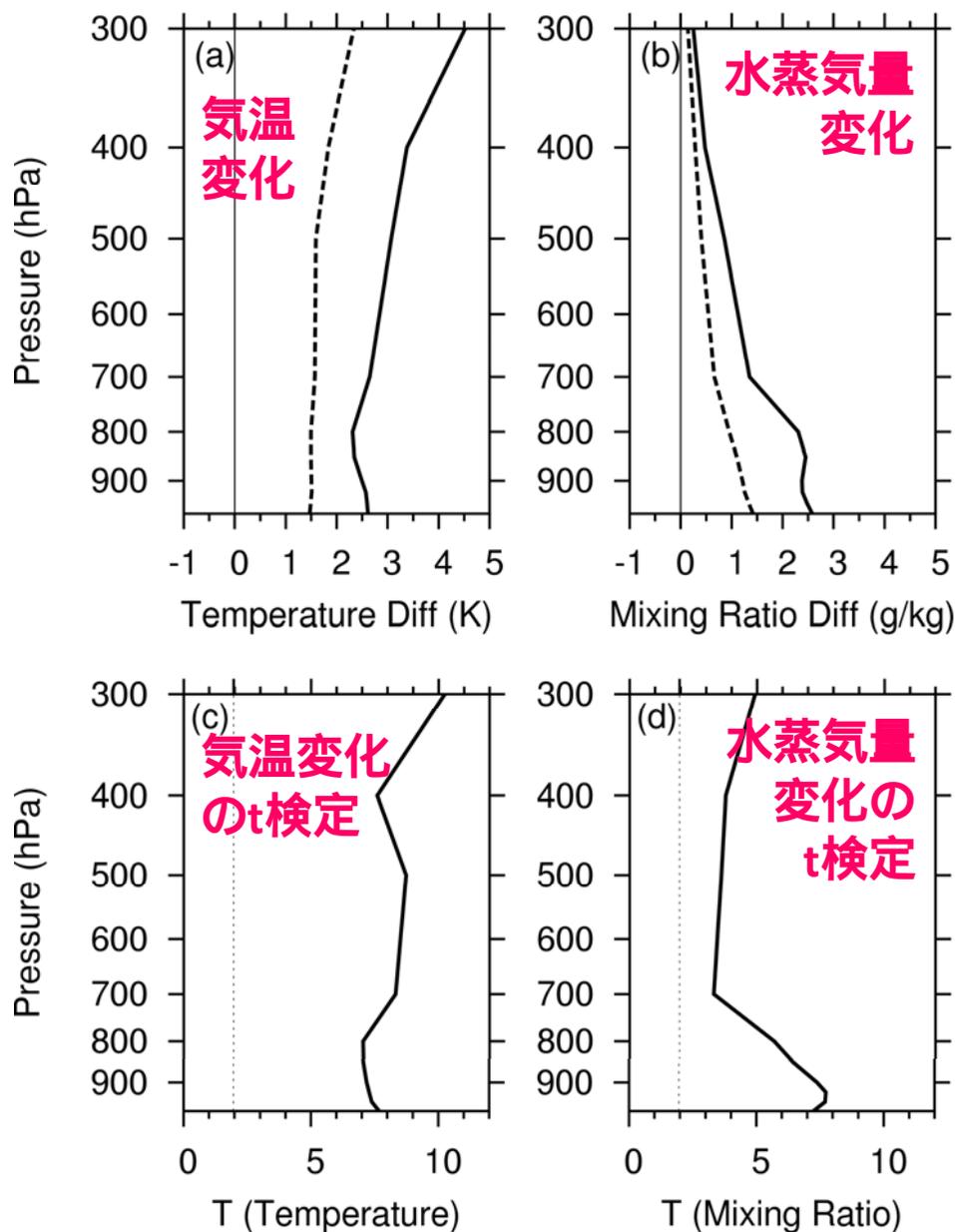
降水日
CAPE



青 : 現在気候
緑 : 近未来
赤 : 21世紀末

大きなCAPE
→強い上昇流
→強い積乱雲
→強い降水強度

降水日の気温・水蒸気量の鉛直分布の将来変化



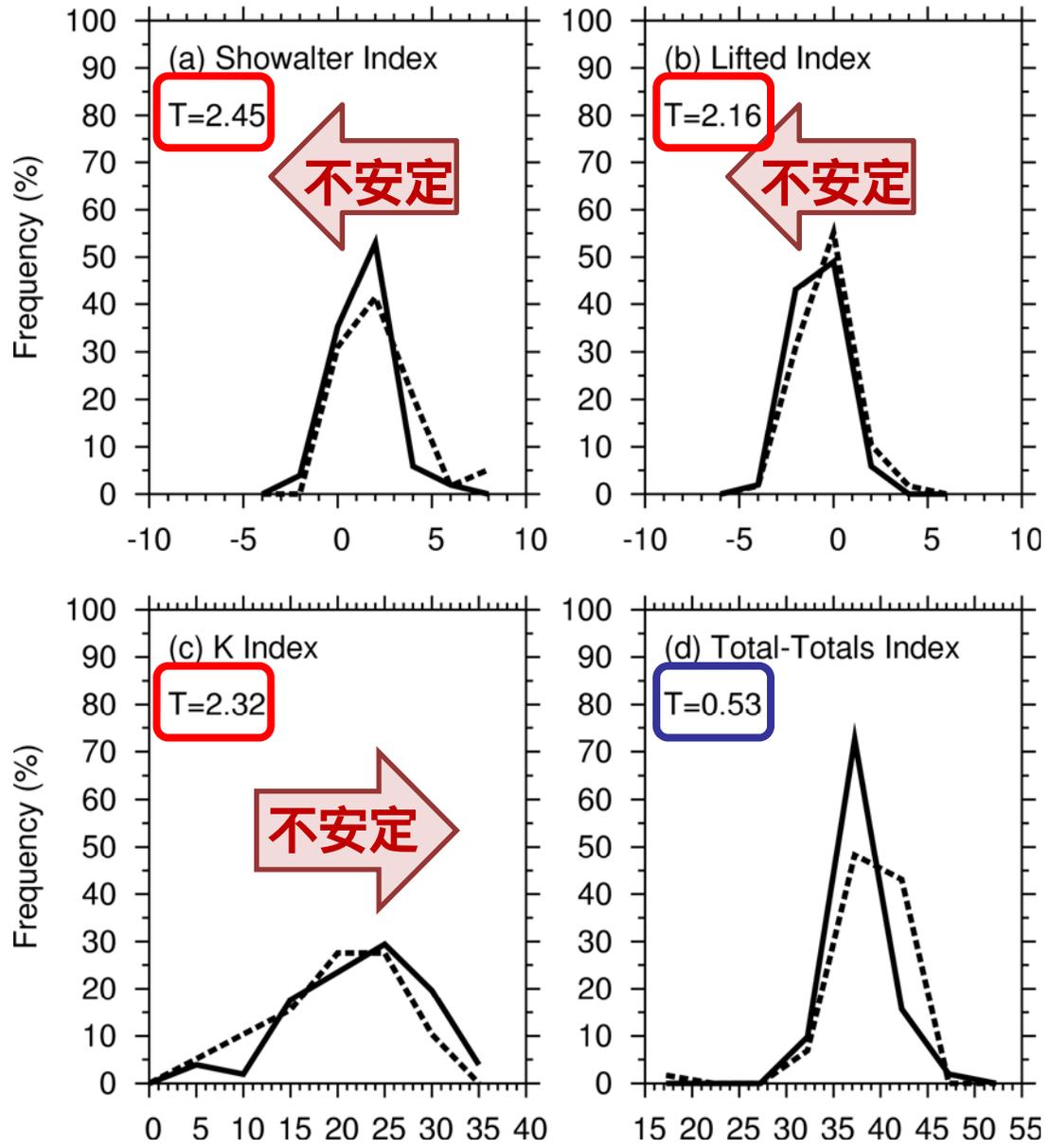
抽出した降水日平均の差(実線)と8月全日平均の差(点線)

気温変化は安定化の傾向、水蒸気量変化は不安定化の傾向



CAPEは297から463に、可降水量は48.6から53.8に増加

降水日の安定度指数の将来変化



点線：現在気候での
頻度分布
実線：将来気候での
頻度分布

下層での水蒸気量の
増大 安定度指数の
不安定化

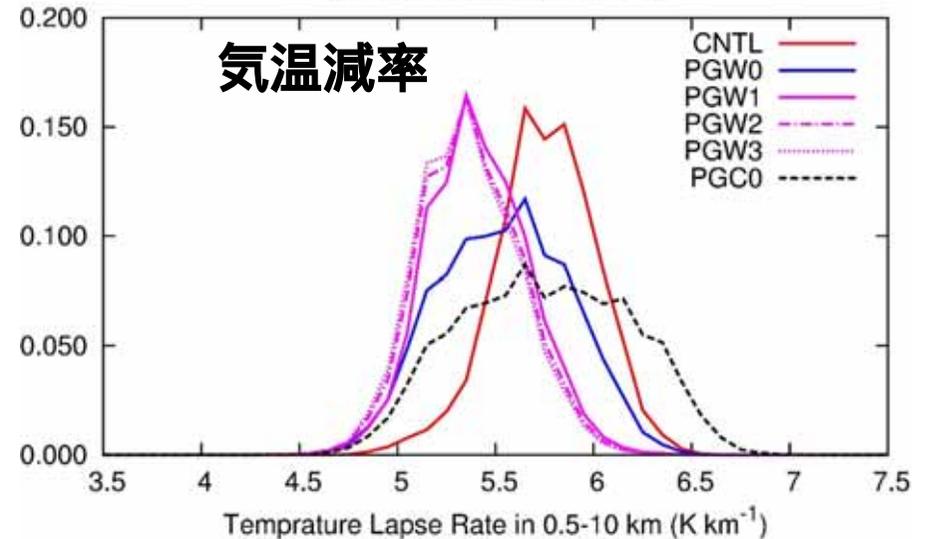
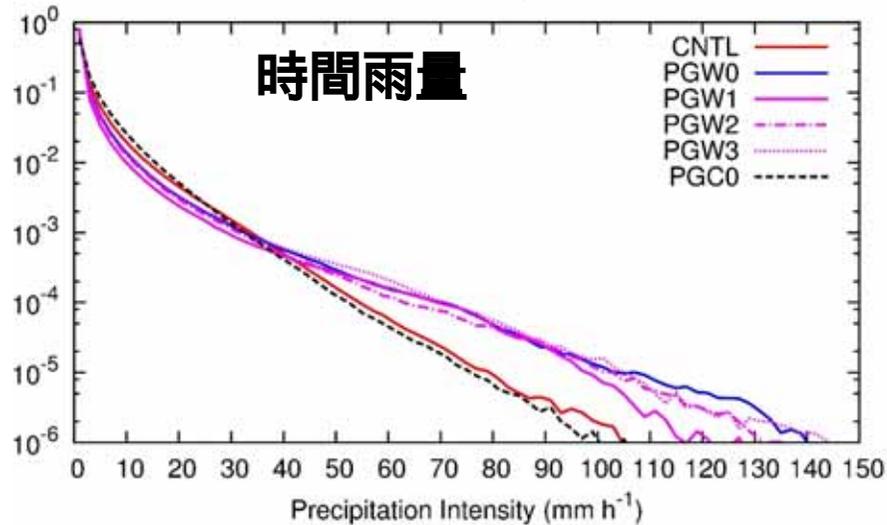
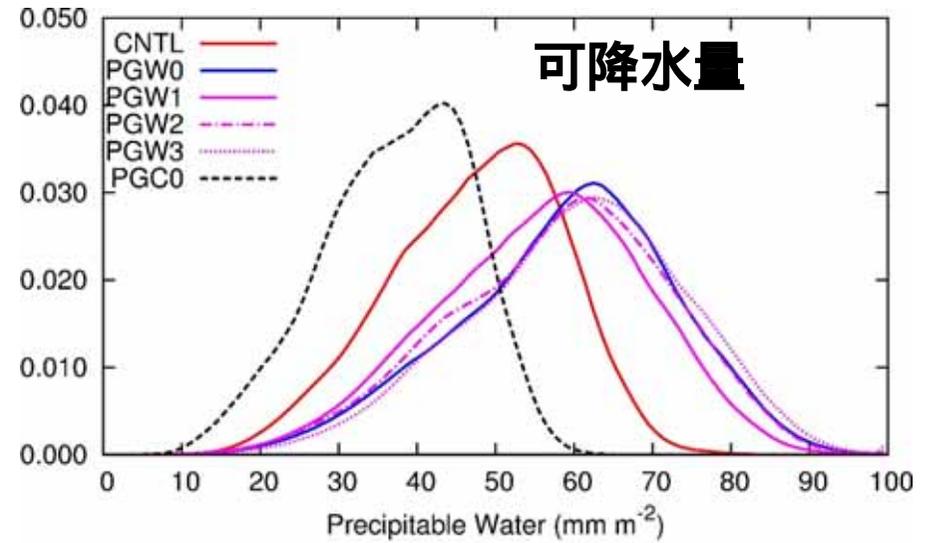
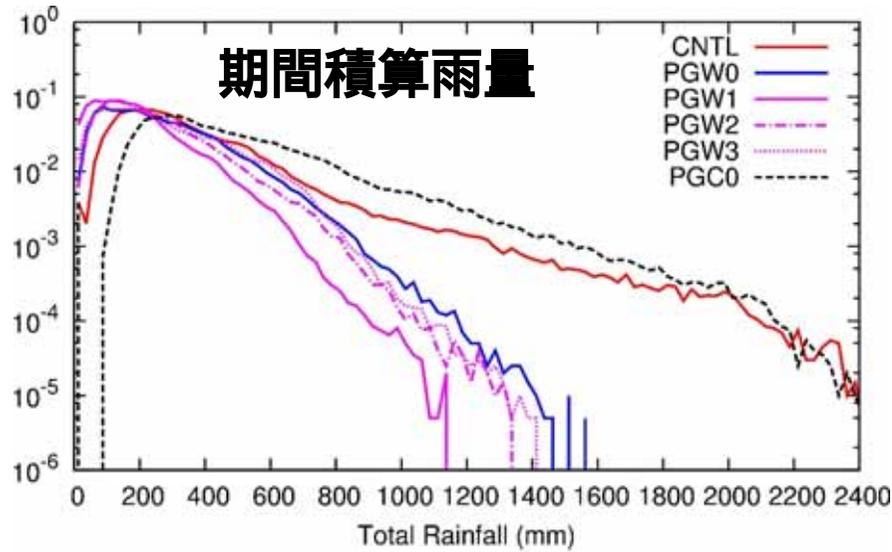
降水発生時には、
積乱雲の強さは
より強くなる

降水強度が強
まる可能性



降水量と環境条件への気候変動影響

陸上の格子点における降水量（積算値・時間値）と
可降水量・気温減率の頻度分布



今後の方向性

スケール間相互作用：メソ vs 総観；メソ vs マイクロ

重力波の伝播：遠隔作用

水平方向の不均一性（むら）：境界層構造、トリガー

微細スケールの物理過程と対流スケールとのダイナミクス

雲物理：降水効率

乱流：鉛直運動の構造・強さ

地域性と普遍性

地理・気候条件：対流の環境条件、局地循環

地空相互作用、海空相互作用：日変化、局地循環

気候変動の影響

多様な形態のメソ対流系のトリガー、組織化に至るメカニズム



終わりに

今回のほとんどの内容（気候変動以外）は、私個人または学生さんとの二人三脚で行った研究です。

使った数値モデル・気象データは、誰でも入手可能

道具は同じでも、アイディア・考え (philosophy) 次第で、何でもできる。だから、誰もやらないこと・やりたがらないことをやろう。努力を厭わず、弛まず、めげず。

道具が同じなので、創意工夫が必要不可欠

気象学会の「辺境地」を歩いてきた経験から：

強い気持ちをもって、どんな境遇でもenjoyできる心持ち

参考文献

- Mitsuta, Y., T. Hayashi, T. Takemi, Y. Hu, J. Wang, and M. Chen, 1995: Two severe local storms as observed in the arid area of northwest China. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 1269-1284.
- 竹見哲也, 1997: 1993年5月5日の中国北西部に発生したダストストームとその発生環境. *沙漠研究*, **7-2**, 87-96.
- 竹見哲也, 里村雄彦, 1998: スコールラインの維持メカニズムに関する数値実験. *京都大学防災研究所年報*, Vol. 41, B-1, pp. 349-356.
- Takemi, T., 1999: Evaporation of rain falling below a cloud base through a deep atmospheric boundary layer over an arid region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 387-397.
- Takemi, T., 1999: Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1301-1309.
- Takemi, T., and T. Satomura, 2000: Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1718-1740.
- Takemi, T., and R. Rotunno, 2003: The effects of subgrid model mixing and numerical filtering in simulations of mesoscale cloud systems. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2085-2101.
- Takemi, T., O. Hirayama, C. Liu, 2004: Factors responsible for the vertical development of tropical oceanic cumulus convection. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11109, doi:10.1029/2004GL020225.
- Takemi, T., 2006: Impacts of moisture profile on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions. *Atmos. Res.*, **82**, 37-54.
- Takemi, T., 2007a: A sensitivity of squall line intensity to environmental static stability under various shear and moisture conditions. *Atmos. Res.*, **84**, 374-389
- Takemi, T., 2007b: Environmental stability control of the intensity of squall lines under low-level shear conditions. *J. Geophys. Res.*, **112**, D24110, doi:10.1029/2007JD008793.



- Takemi, T., 2010: Dependence of the precipitation intensity in mesoscale convective systems to temperature lapse rate. *Atmos. Res.*, **96**, 273-285, doi:10.1016/j.atmosres.2009.09.002.
- Nomura, S., and T. Takemi, 2011: Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto plain in summer. *SOLA*, **7**, 9-12
- Takemi, T., S. Nomura, Y. Oku, and H. Ishikawa, 2012: A regional-scale evaluation of changes in environmental stability for summertime afternoon precipitation under global warming from super-high-resolution GCM simulations: A study for the case in the Kanto Plain. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 189-212
- Takemi, T., 2012: Projected regional-scale changes in atmospheric stability condition for the development of summertime convective precipitation in the Tokyo metropolitan area under global warming. *Hydrol. Res. Lett.*, **6**, 17-22
- Takemi, T., 2014a: Convection and precipitation under various stability and shear conditions: Squall lines in tropical versus midlatitude environment. *Atmos. Res.*, **142**, 111-123
- Takemi, T., 2014b: Characteristics of summertime afternoon rainfall and its environmental conditions in and around the Nobi Plain. *SOLA*, **10**, 158-162
- 竹見哲也，土田真也，2014：近畿地方における夏季の降水現象に関する統計解析．京都大学防災研究所年報，第57号B，pp. 216-238
- Takemi, T., 2015: Relationship between cumulus activity and environmental moisture during the CINDY2011/DYNAMO field experiment as revealed from convection-resolving simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93A**, 41-58
- Unuma, T., and T. Takemi, 2016a: Characteristics and environmental conditions of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **142**, 1232-1249.
- Unuma, T., and T. Takemi, 2016b: A role of environmental shear on the organization mode of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. *SOLA*, **12**, 111-115
- Poulidis, A.-P., and T. Takemi, 2016: A 1998-2013 climatology of Kyushu, Japan: Seasonal variation of stability and rainfall. *Int. J. Climatol.*, accepted

