

京都大学防災研究所公開講座「近年多発する豪雨災害」
キャンパスプラザ京都 2013年9月19日

豪雨の発生メカニズムをひもとく 「豪雨の局地化と集中化のしくみ」

竹見哲也

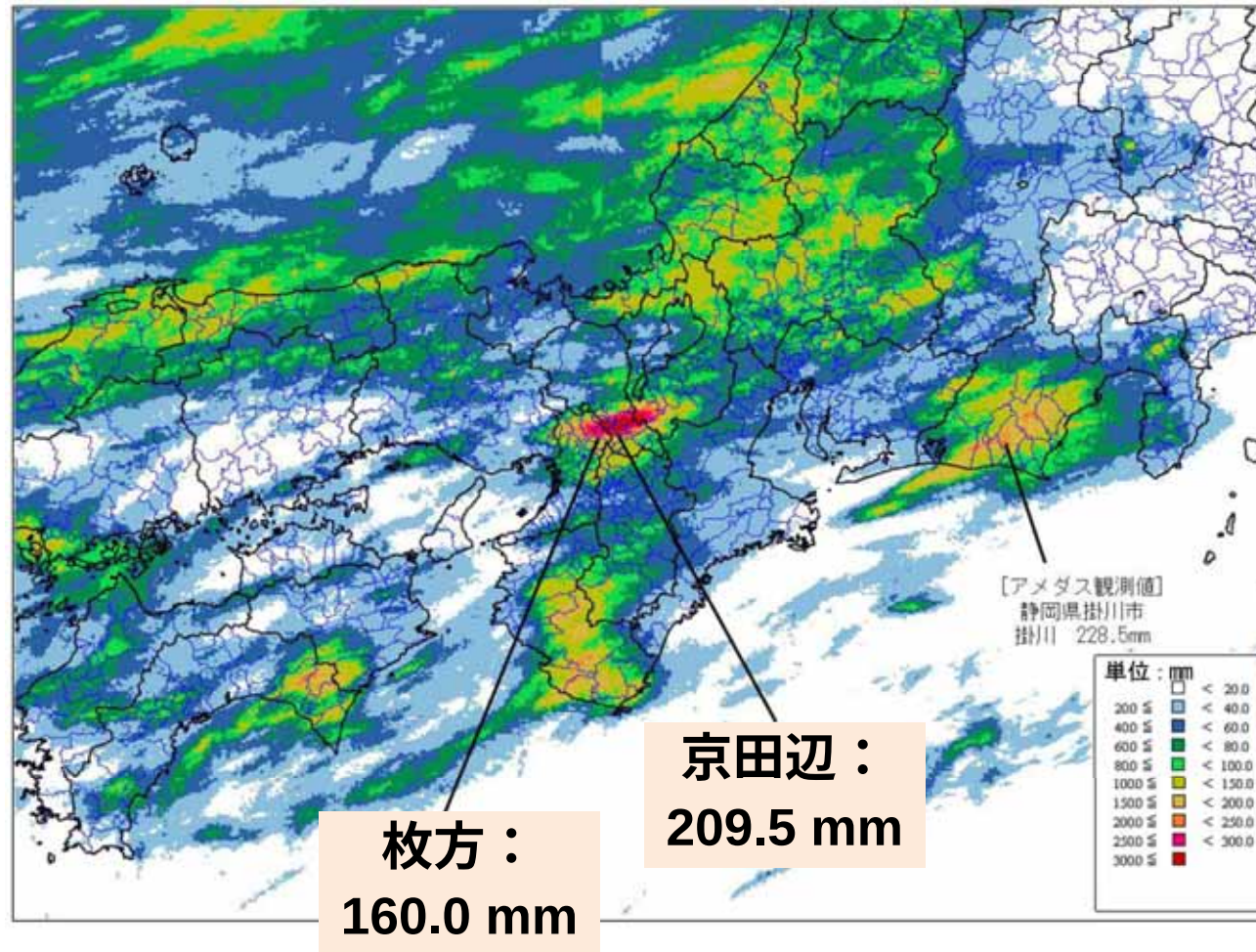
京都大学 防災研究所
暴風雨・気象環境研究分野



京都大学
KYOTO UNIVERSITY

集中する豪雨：2012年8月14日

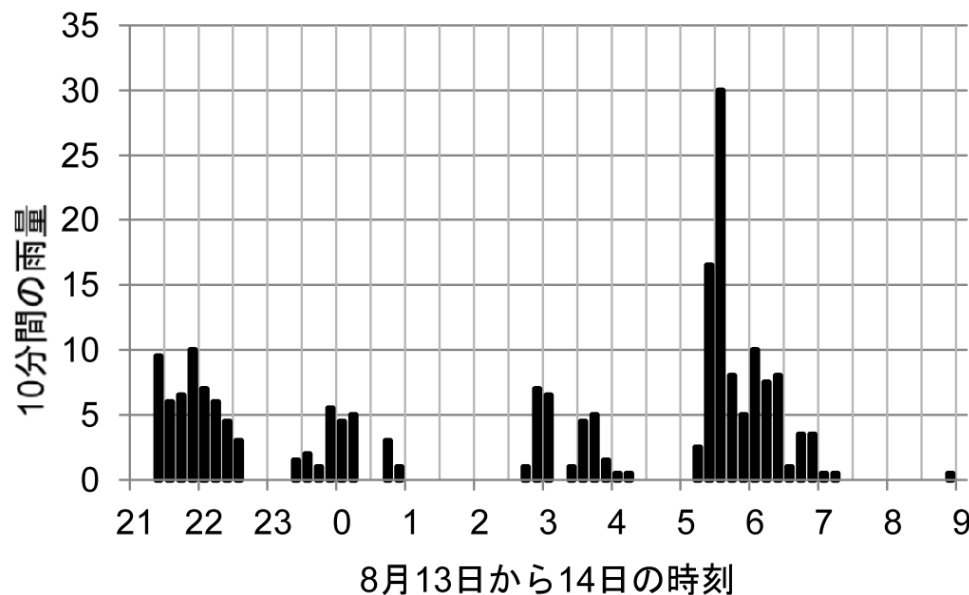
総降水量分布図（2012年8月13日00時～8月14日24時）



レーダーとアメダスとで求めた解析雨量（気象庁報告書より）

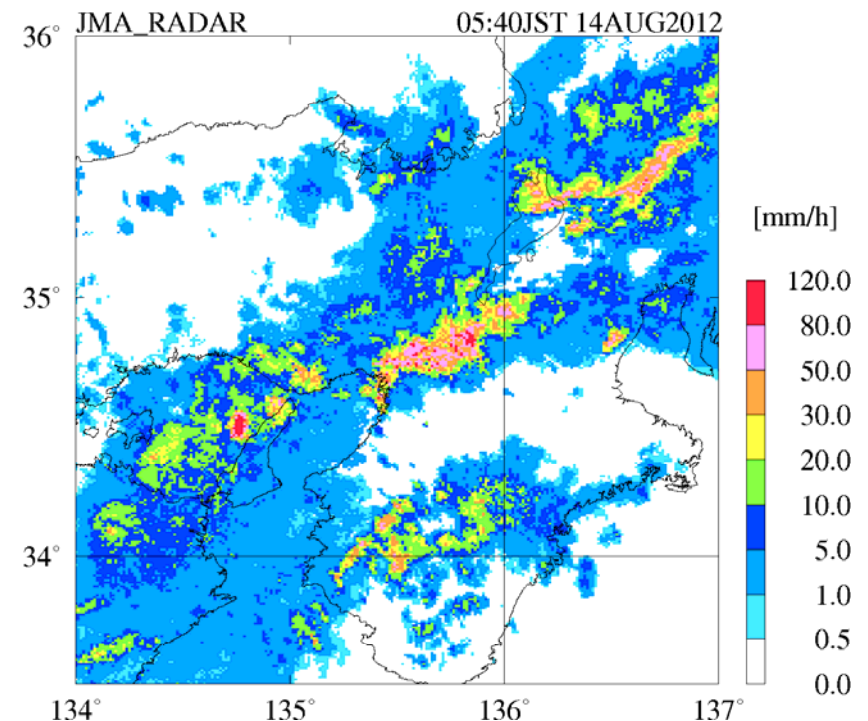
2012年8月14日・京都府南部

京田辺アメダスでの 10分間雨量の時系列



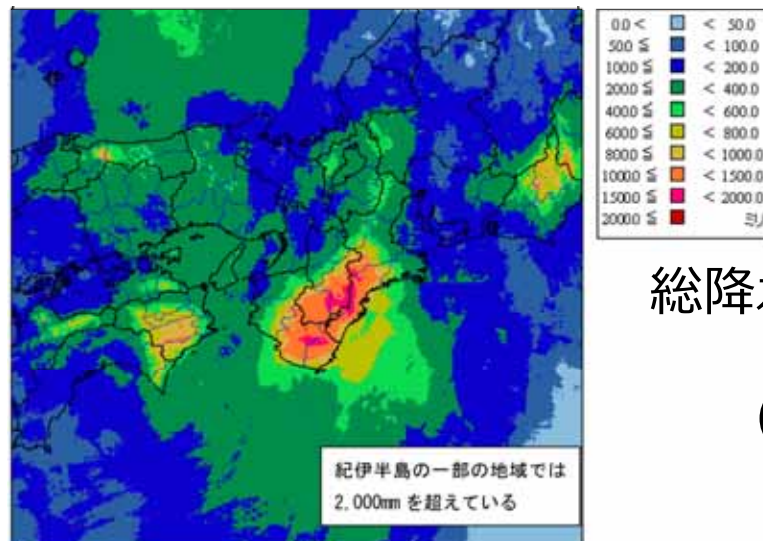
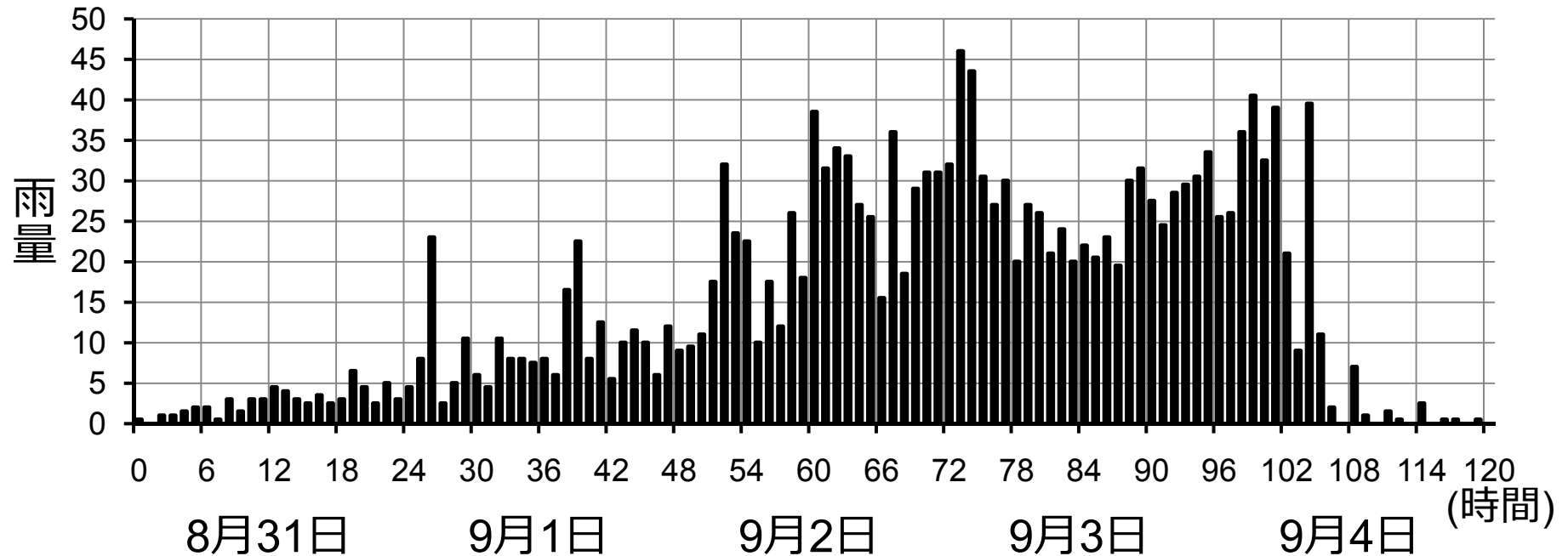
- 14日5:30-5:40の10分間に30 mmの猛烈な雨 (= 180 mm/h)
- 14日5:25-6:25の1時間で78 mm

気象庁レーダー による降雨分布 (2012年8月14日5:40)



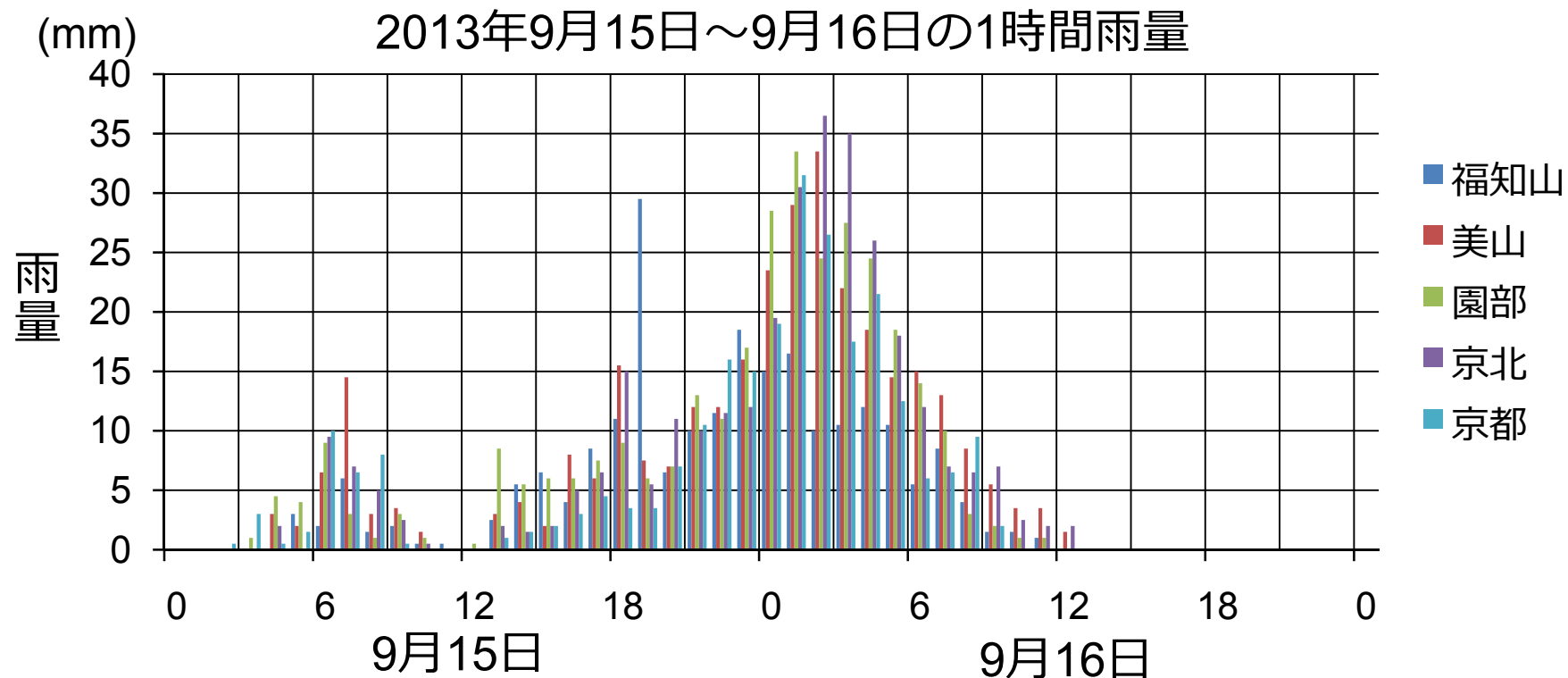
長続きする豪雨：2011年台風12号

(mm) 2011年8月31日～9月4日の1時間雨量（奈良県上北山アメダス）



総降水量分布（8月30日17時
～9月6日24時）
（気象庁報告書より）

2013年台風18号による京都での豪雨について

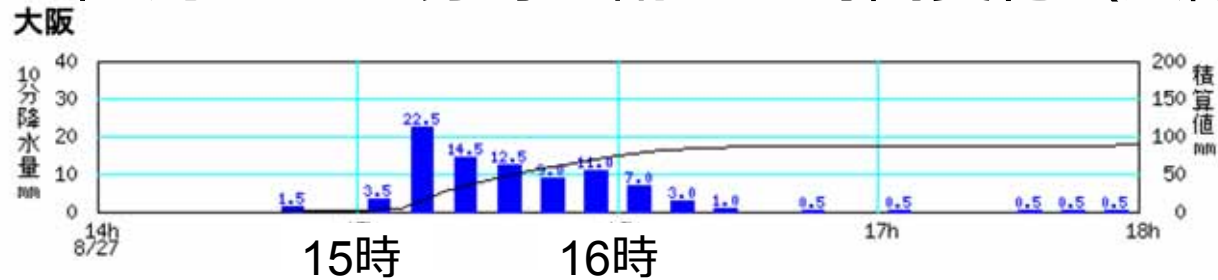


地点	2日間総雨量
福知山	226.0 mm
美山	318.5 mm
園部	311.5 mm
京北	313 mm
京都	250.5 mm

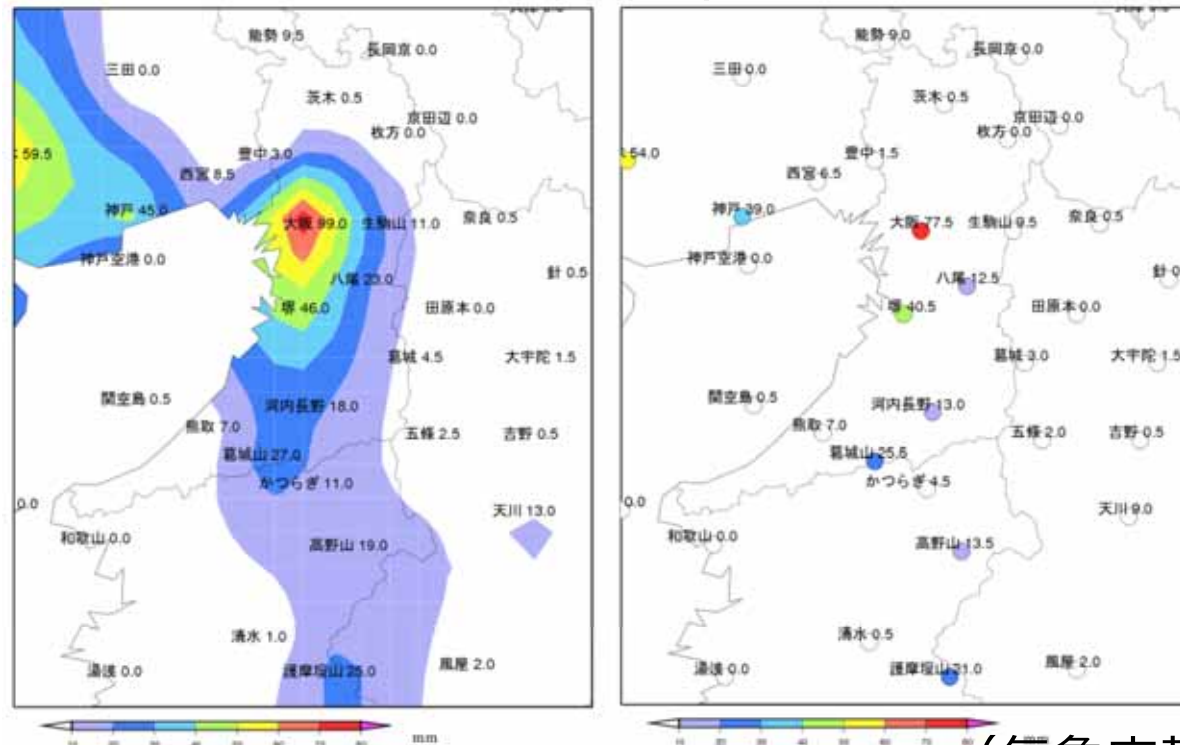


短時間・局所的な豪雨

2011年8月27日10分毎の雨量の時間変化（大阪市）



雨の分布



(気象庁報告による)

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

雨の強さと降り方

時間雨量 (mm)	予報用語	人の受けるイ メージ	人への影響	屋 内（木造 住宅）	屋外の様 子	災害発生状況
10～ 20	やや強 い雨	ザーザーと 降る	地面からの跳 ね返りで足元 がぬれる	雨の音で話し 声が良く聞き 取れない	地面一面 に水たまりがで きる	この程度の雨でも長く 続く時は注意が必要
20～ 30	強い雨	どしゃ降り	傘をさしてい てもぬれる	寝ている人の 半数くらいが 雨に気がつく		側溝や下水、小さな川 があふれ、小規模の崖 崩れが始まる
30～ 50	激しい 雨	バケツを ひっくり返 したよう			道路が川 のようにな る	山崩れ・崖崩れが起き やすくなり危険地帯で は避難の準備が必要 都市では下水管から雨 水があふれる
50～ 80	非常に 激しい 雨	滝のように ゴーゴーと 降り続く	傘は全く役に 立たなくなる		水しぶき であたり 一面が 白っぽく なり、視 界が悪く なる	都市部では地下室や地 下街に雨水が流れ込む 場合がある マンホールから水が噴 出する 土石流が起こりやすい
80～	猛烈な 雨	息苦しくな るような圧 迫感			雨による大規模な災害 の発生するおそれが強 く、厳重な警戒が必要	



(気象庁による)

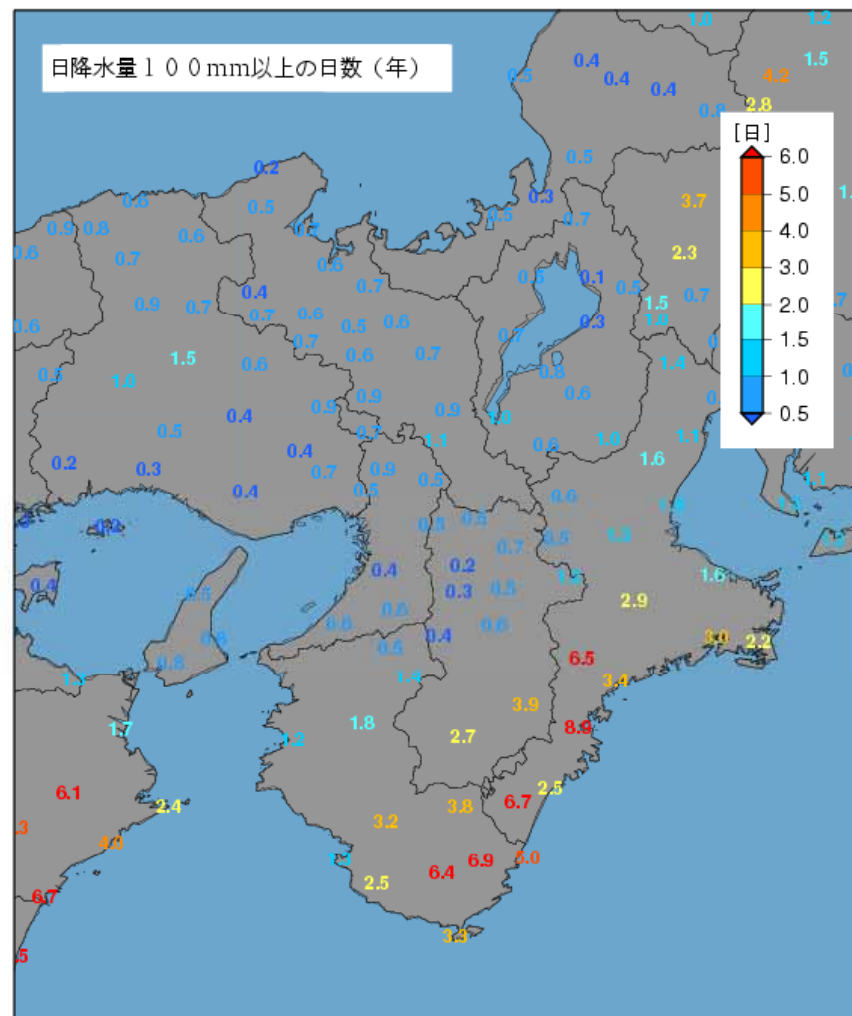
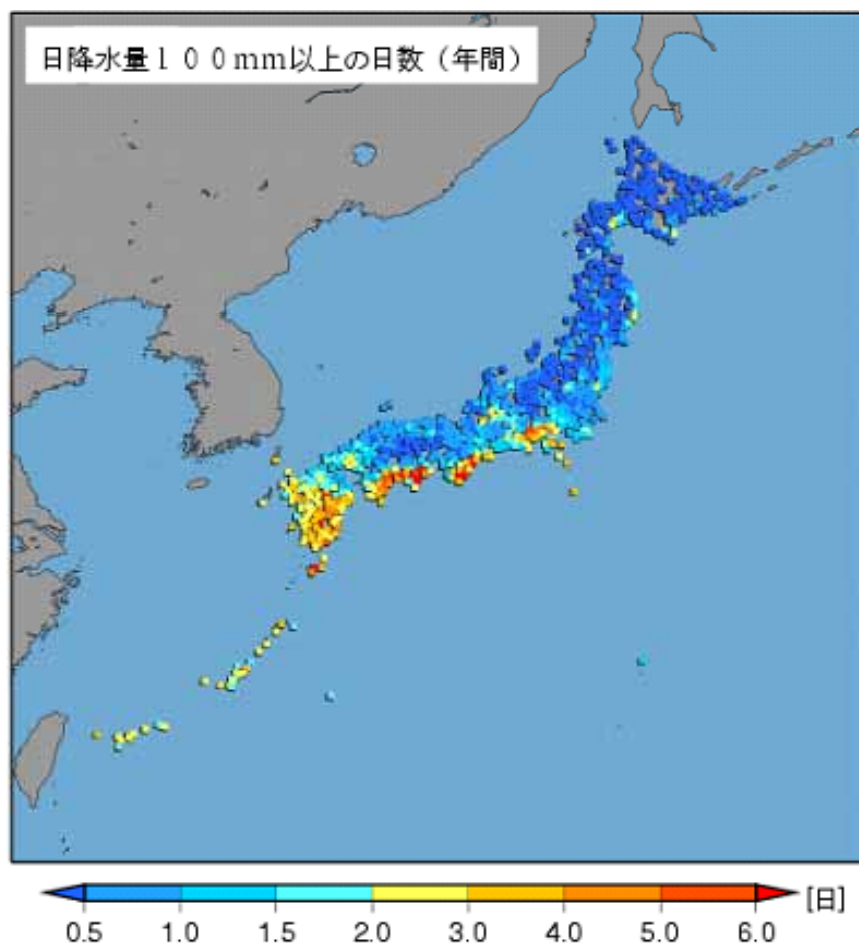
[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

集中豪雨と局地豪雨

- 集中豪雨：
 - 狭い範囲に数時間にわたり継続して強く降る
 - 100 mmから数百mmの雨量をもたらす
 - 積乱雲が同じ場所で次々と発生・発達を繰り返すことにより生じる
 - 前線（梅雨前線・停滞前線）や台風に伴う
- 局地豪雨：
 - 数十分の短時間に狭い範囲に数十mm程度の強い雨をもたらす
 - 単独の積乱雲または次々に急発達する積乱雲によって短期間に突発的に発生する
 - 「局地的大雨」



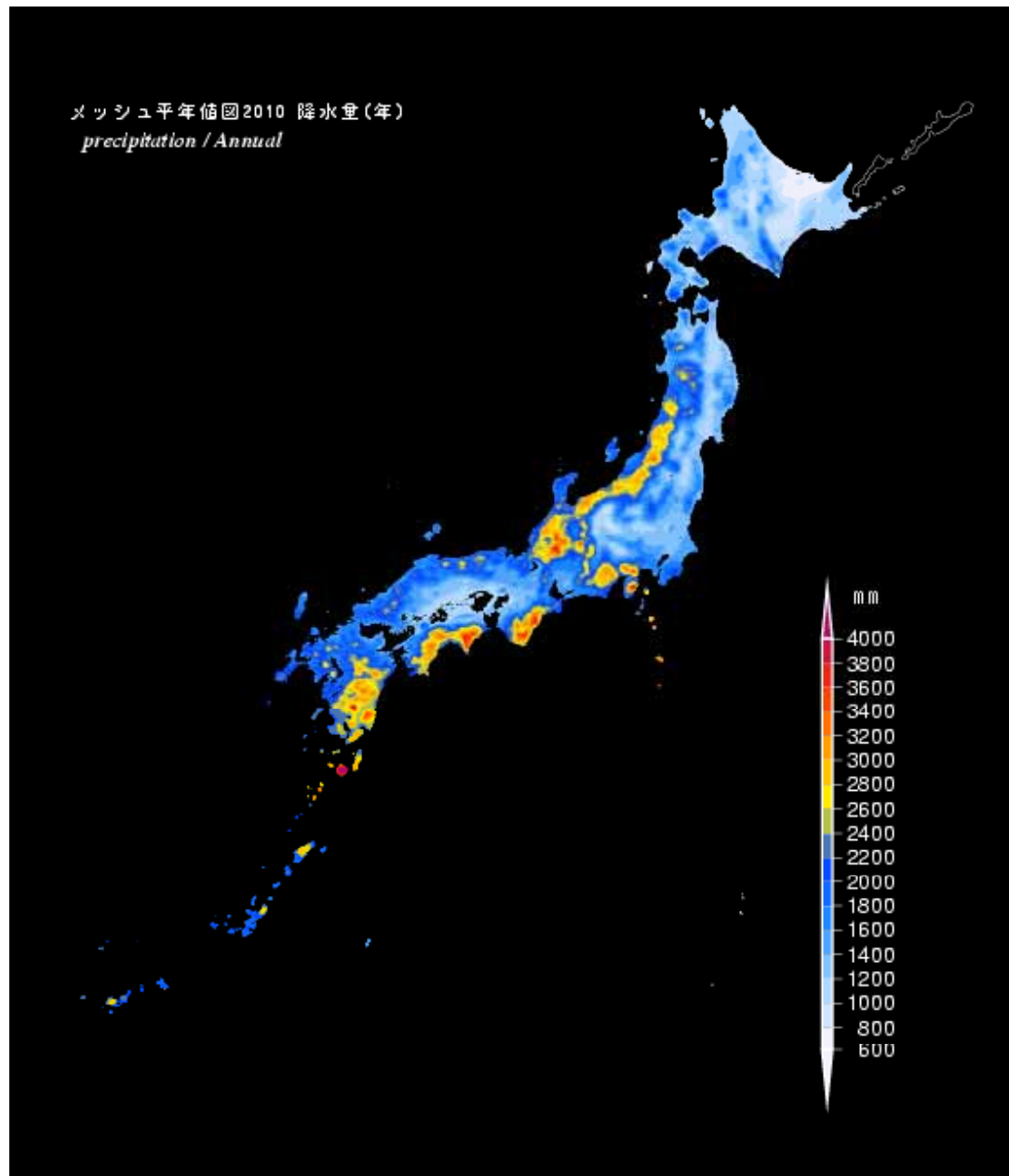
大雨は地域差が大きい



日降水量100 mm以上の年平均日数
(1979年～2000年) (気象庁)



日本列島の平均年降水量

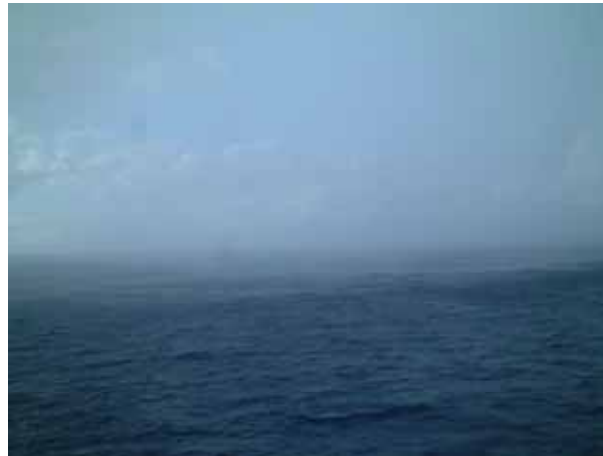


1981年～2010年
の統計（気象庁）

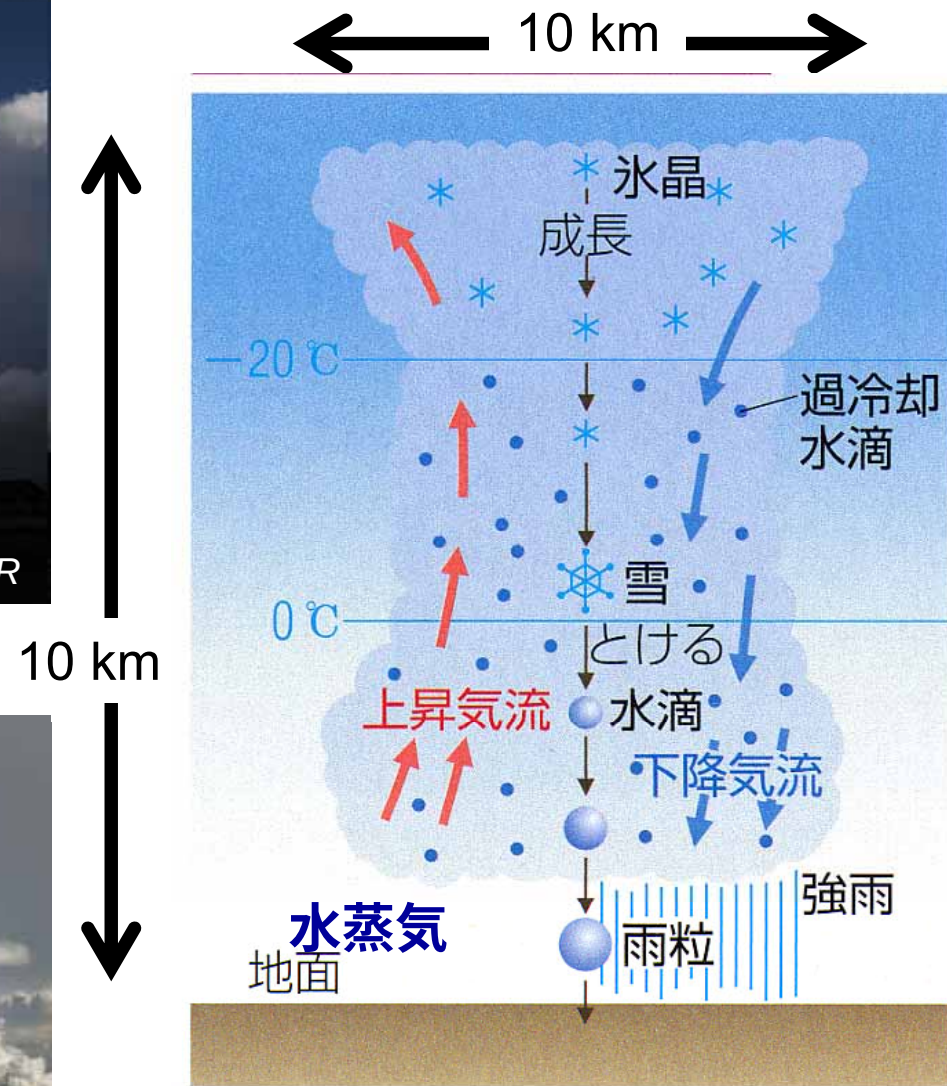
単独の積乱雲は数10分で発達し消滅する



単独の積乱雲は数10分で発達し消滅する



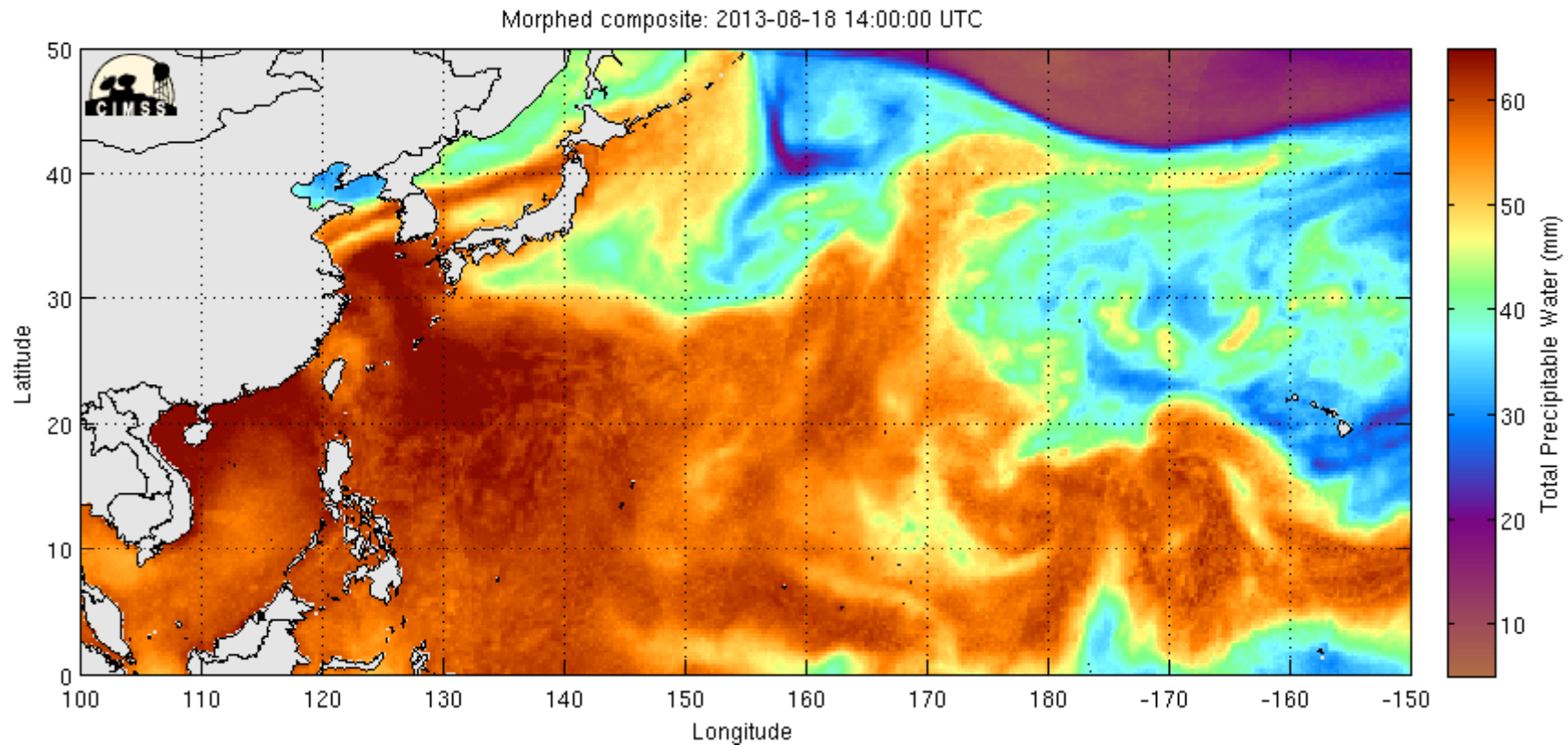
積乱雲と雨



(浜島書店「地学図表」)

水蒸気量（可降水量）の時空間変動

2013年8月18日～21日の可降水量の変動



Morphed Integrated Microwave Imagery –Total Precipitable Water
(Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies)

(<http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mimic-tpw/wpac/main.html>)

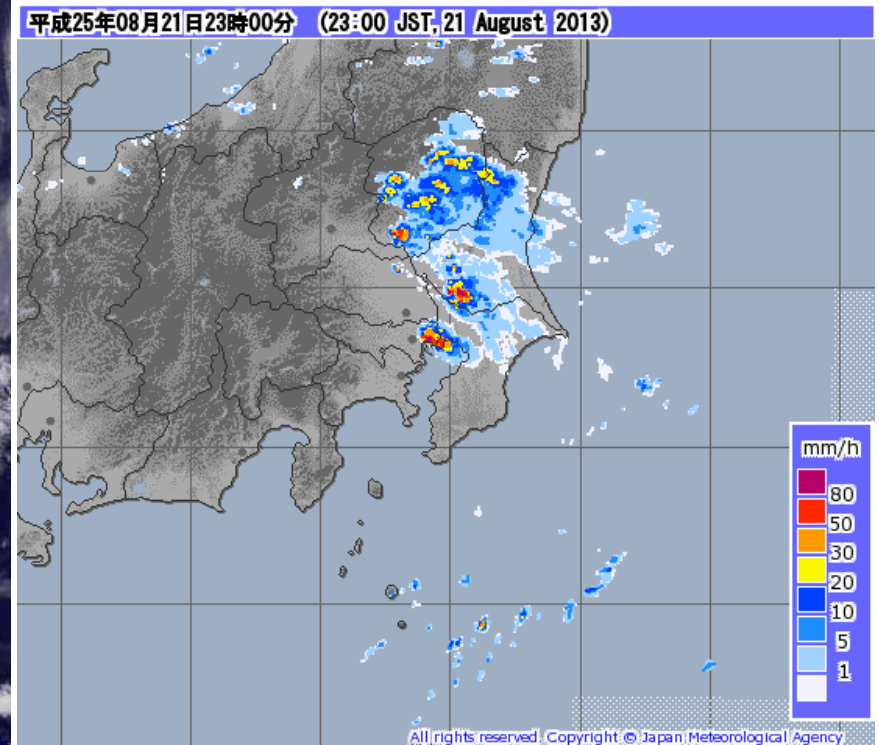
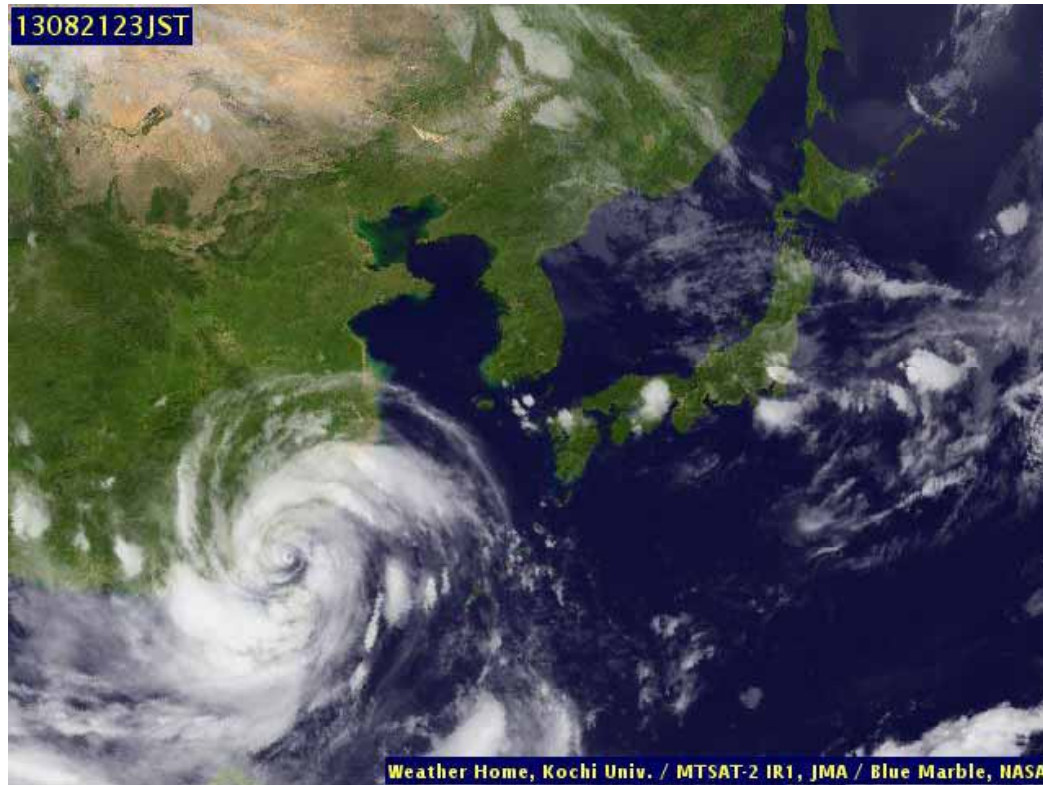


積乱雲活動の様子

2013年8月21日23時JST

静止気象衛星ひまわり画像

気象レーダー降雨強度



(高知大学気象情報頁より)

(気象庁HPより)

**雲が発生するのは、水蒸気量の高い領域
のうちの一部でしかない。**

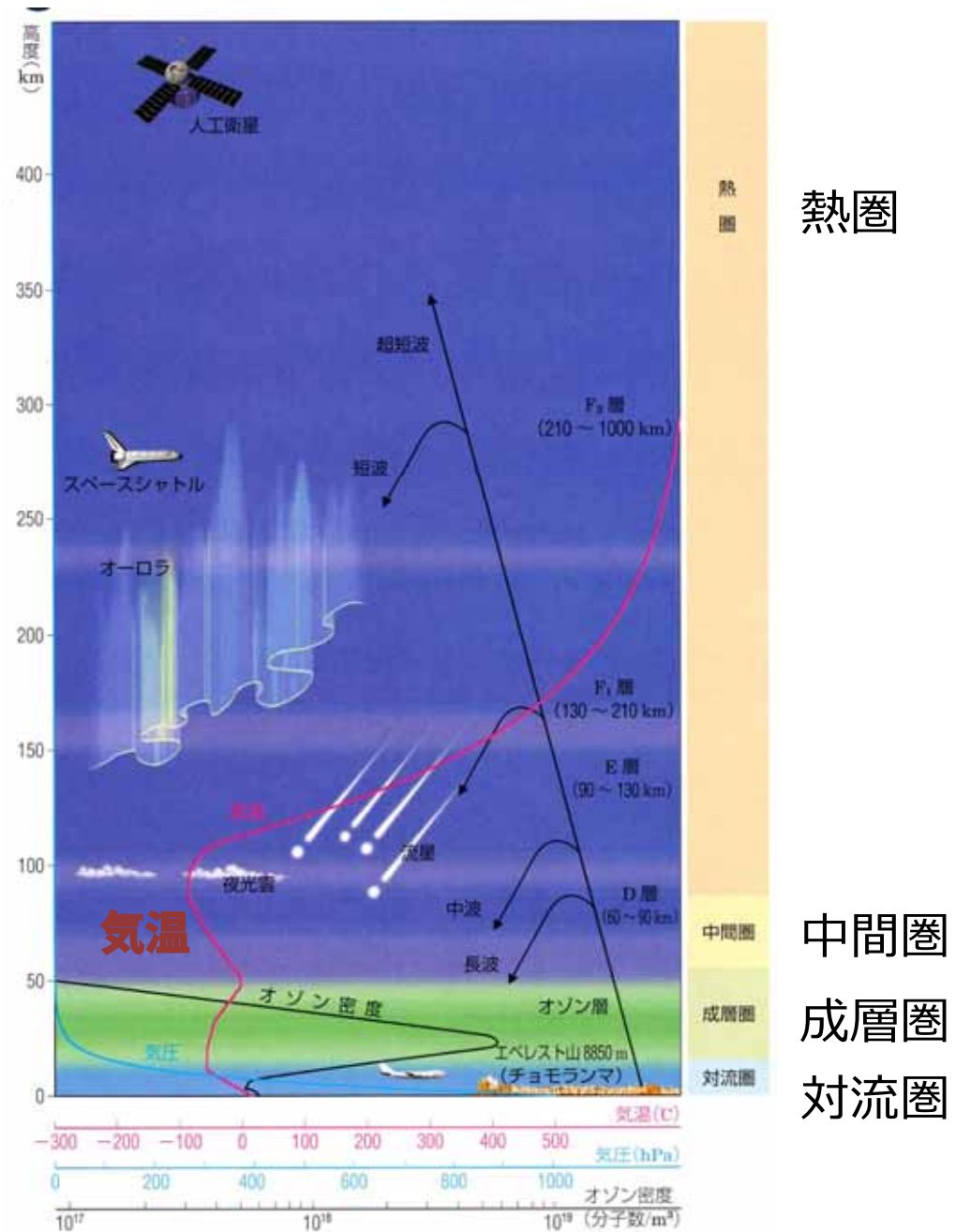


大気の鉛直構造

対流圏

地上から高度10数kmまで。
気温は1 km上がるごとに約
 6.5°C の割合（気温減率）で
下がる。

気温減率の大きさによって、
大気の安定・不安定が決ま
る。

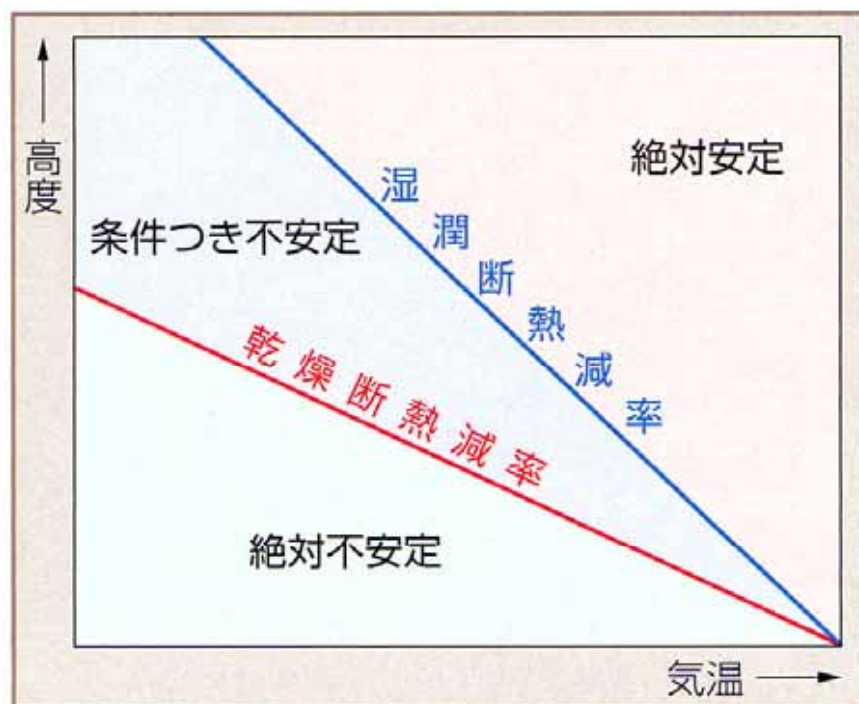


(浜島書店「地学図表」)

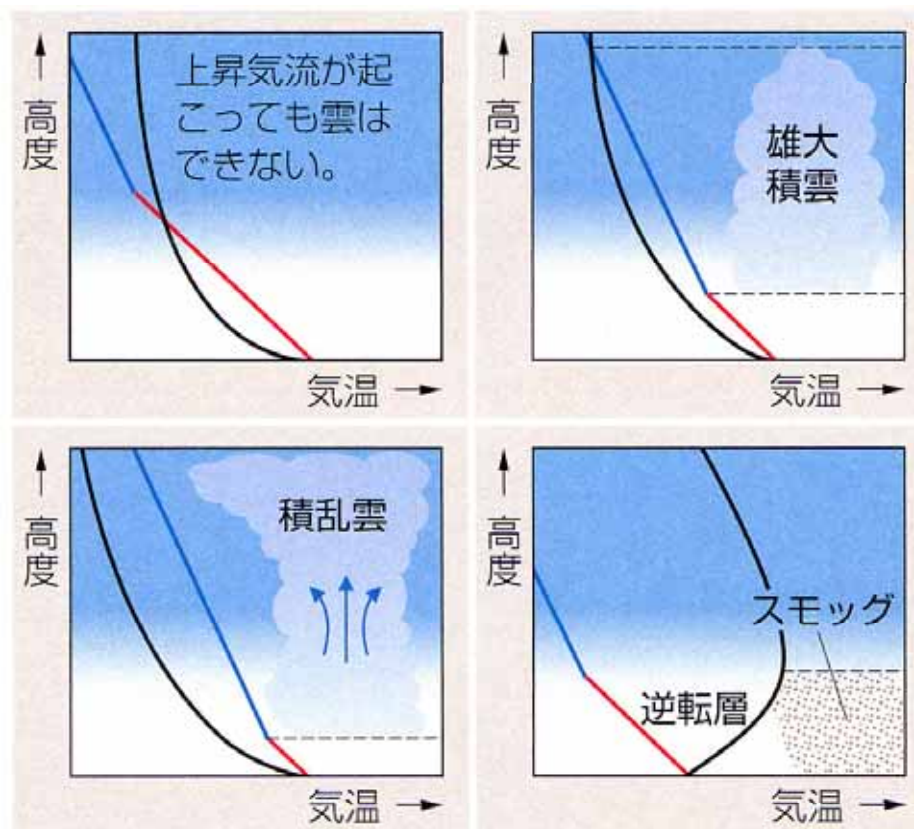
[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

気温の高さ方向の変化と雲の発達

気温減率と
大気の安定・不安定



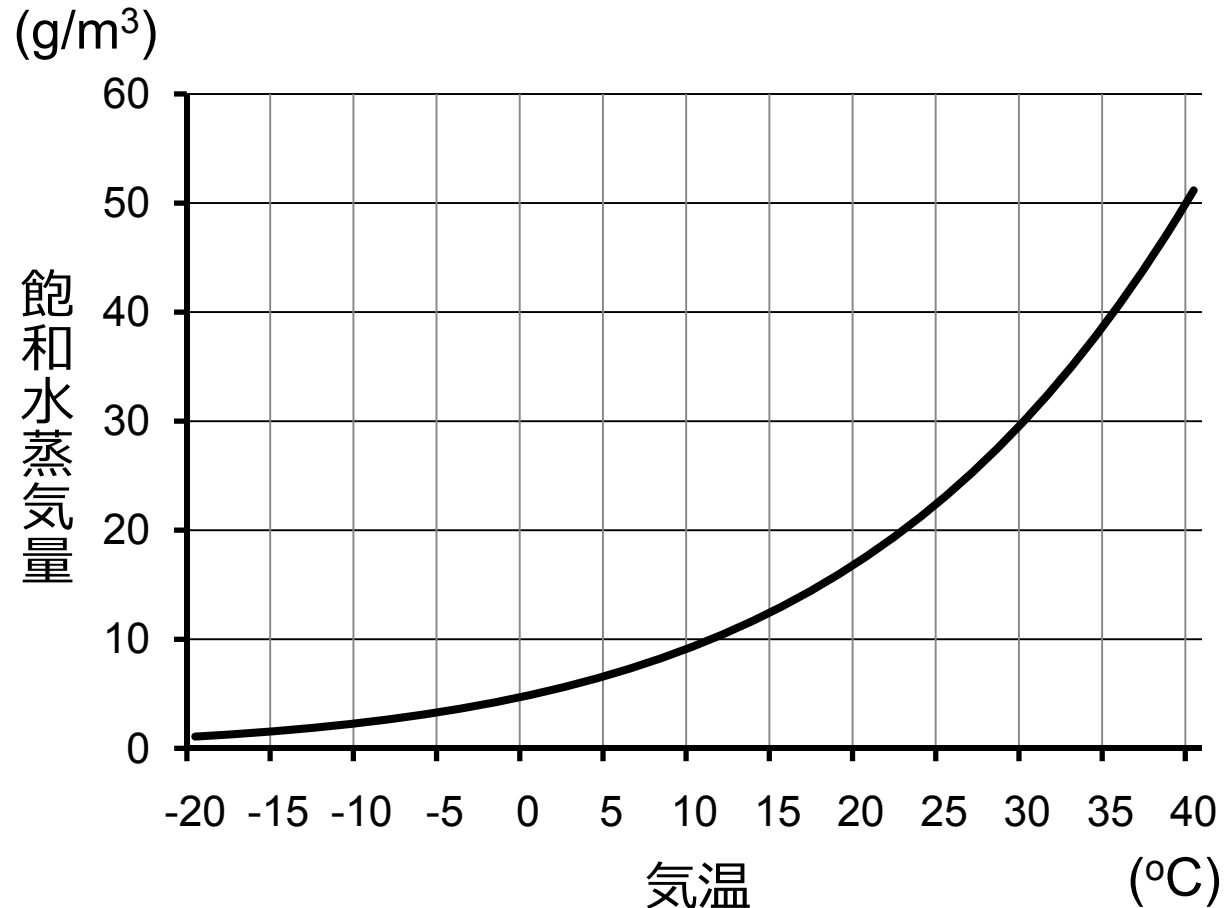
雲の発達



大気が不安定なほど、より背の高い積乱雲が発達する
また、大気が不安定なほど、より強い上昇気流が生じる

気温と飽和水蒸気量との関係

空気が飽和（相対湿度が100 %）の場合に含まれる水蒸気量

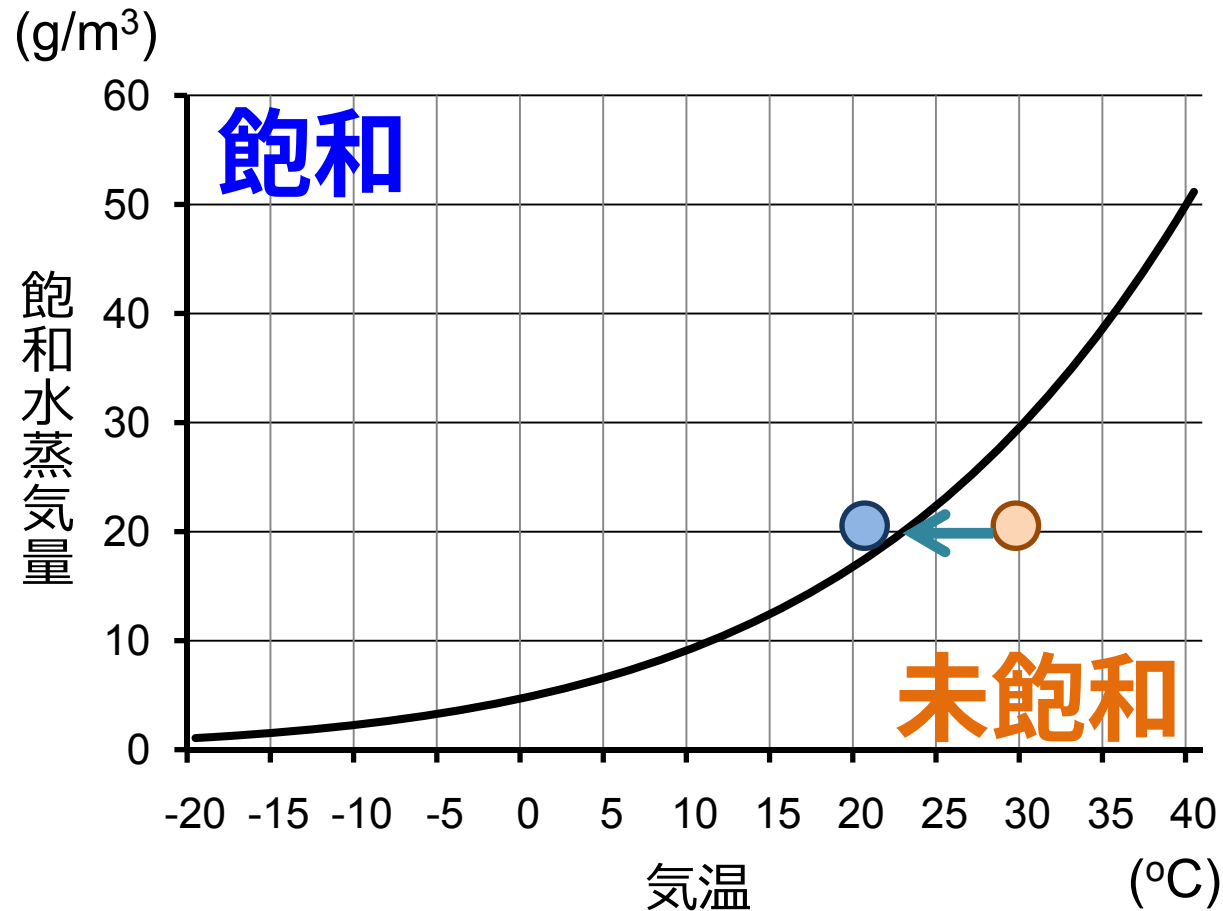


10°Cのときには、9.4 g/m³
30°Cになると、30.3 g/m³の水蒸気量



気温が高いほど、より多くの水蒸気を含みうる

水蒸気の凝結と雲の形成



温度30°C・相対湿度
60 %の空気 ●
→ $30 \times 0.6 = 20 \text{ g/m}^3$
の水蒸気量を含む

上昇して気温が
下がると・・・

温度22°Cまで下
がると、この時の温
度の飽和水蒸気量
と等しくなる。

これよりも温度が下
がると水蒸気が凝結
し始める。●

相対湿度が高ければより多くの
水蒸気が凝結する⇒雨量の増加

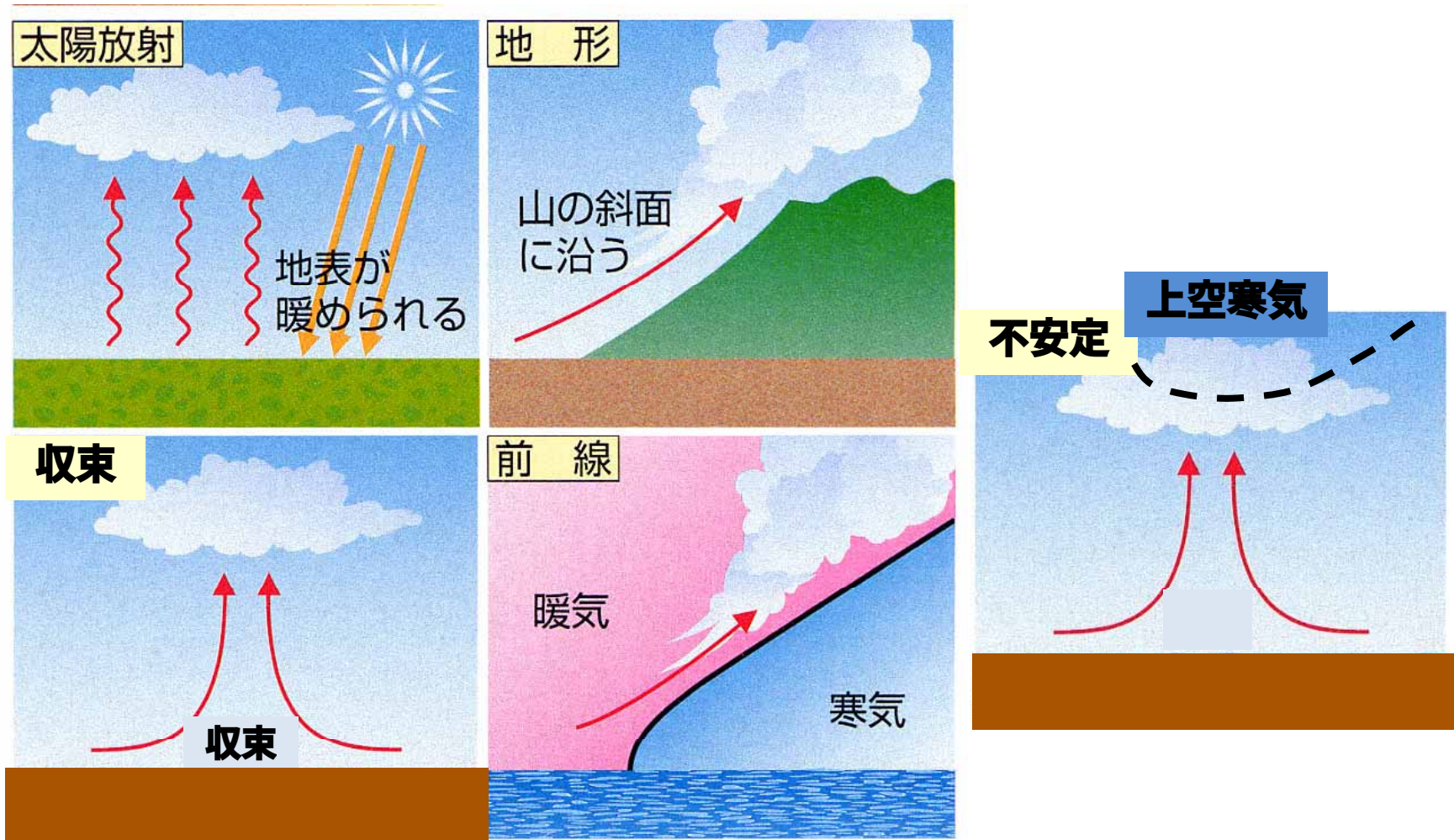


積乱雲の発達する条件

- 大気が不安定である（気温減率が大きい：地上付近は暑くて上空は寒い）
- 大気下層に大量の水蒸気量を含む（暖かくて湿った空気）

では、積乱雲が発達するきっかけは何か？

積乱雲は強い上昇気流により発達する

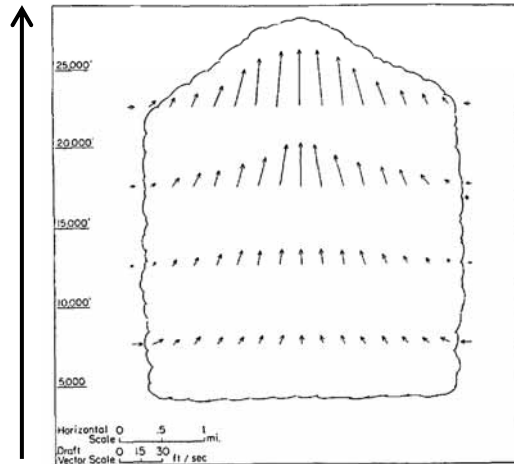


(浜島書店「地学図表」より)

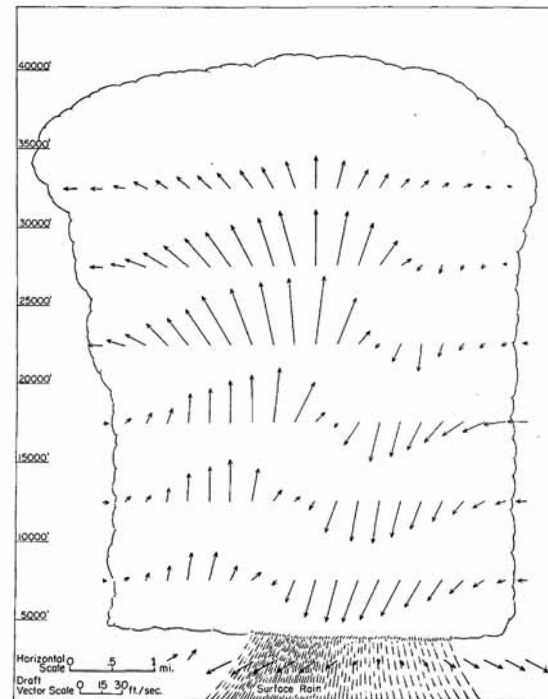
積乱雲のライフサイクルと構造

発達段階
強い上昇流

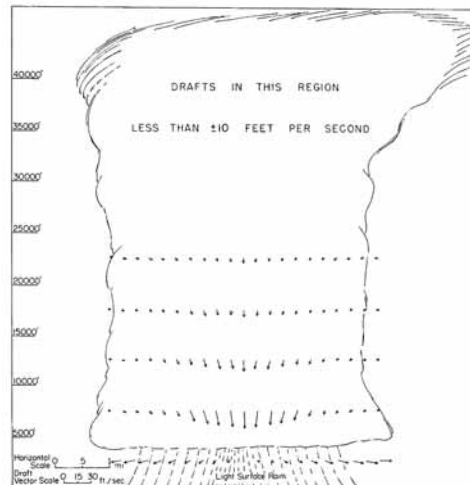
高さ



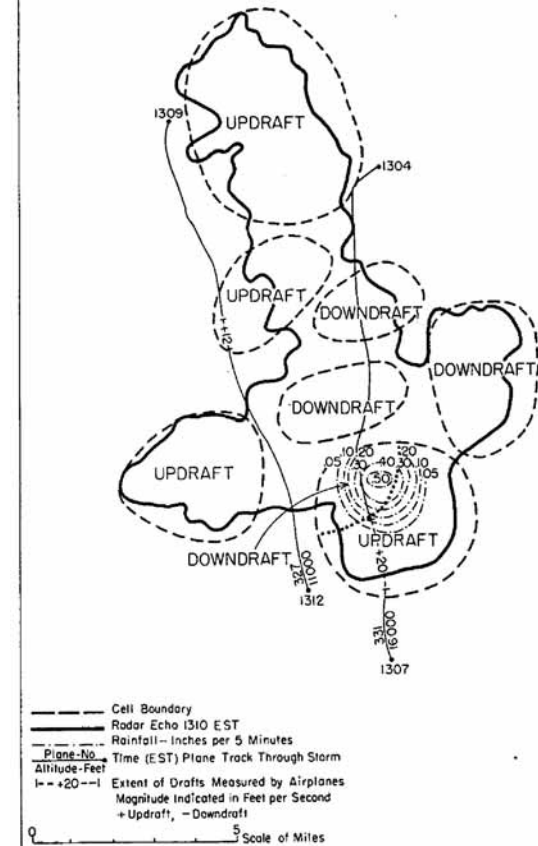
成熟段階
強い上昇流と下降流、強い雨、突風



消滅段階
下降流と弱い雨



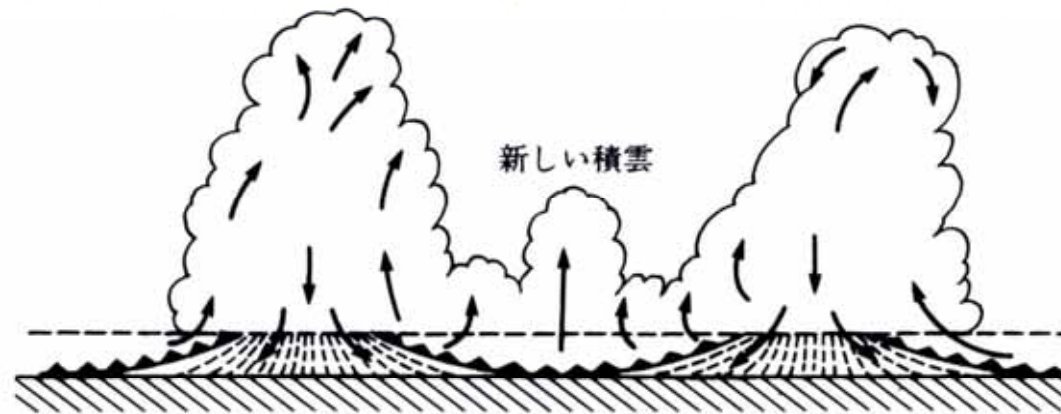
複数の上昇流・下降流の「セル」がある



寿命：約 1 時間

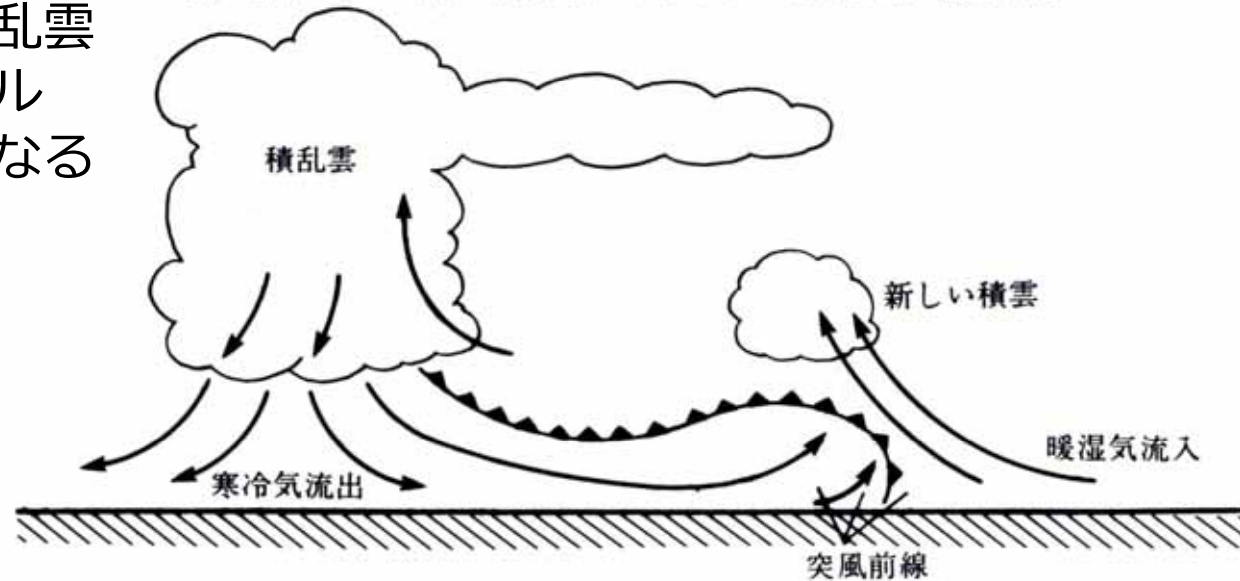
(Byers and Braham 1948)

積乱雲の自己増殖：降水「セル」の増殖



(a) 鉛直シアアの弱い風系中における2つの対流雲の相互作用

細胞が増殖するように積乱雲
が次々に発達して多重セル
(マルチセル) 型雷雨となる



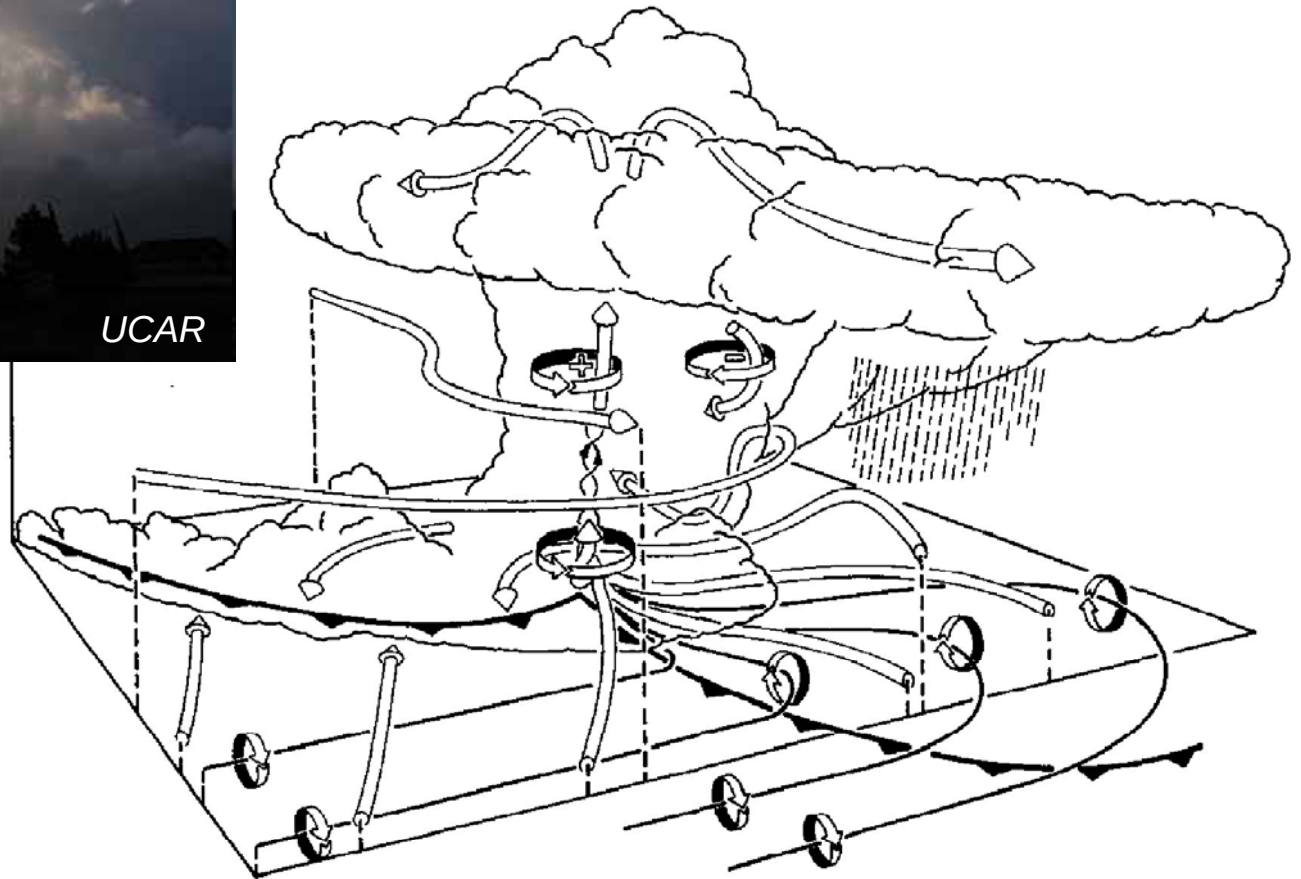
(b) 対流雲とまわりの風系との相互作用

(浅井富雄「ローカル気象学」東京大学出版会)

巨大積乱雲：スーパーセル

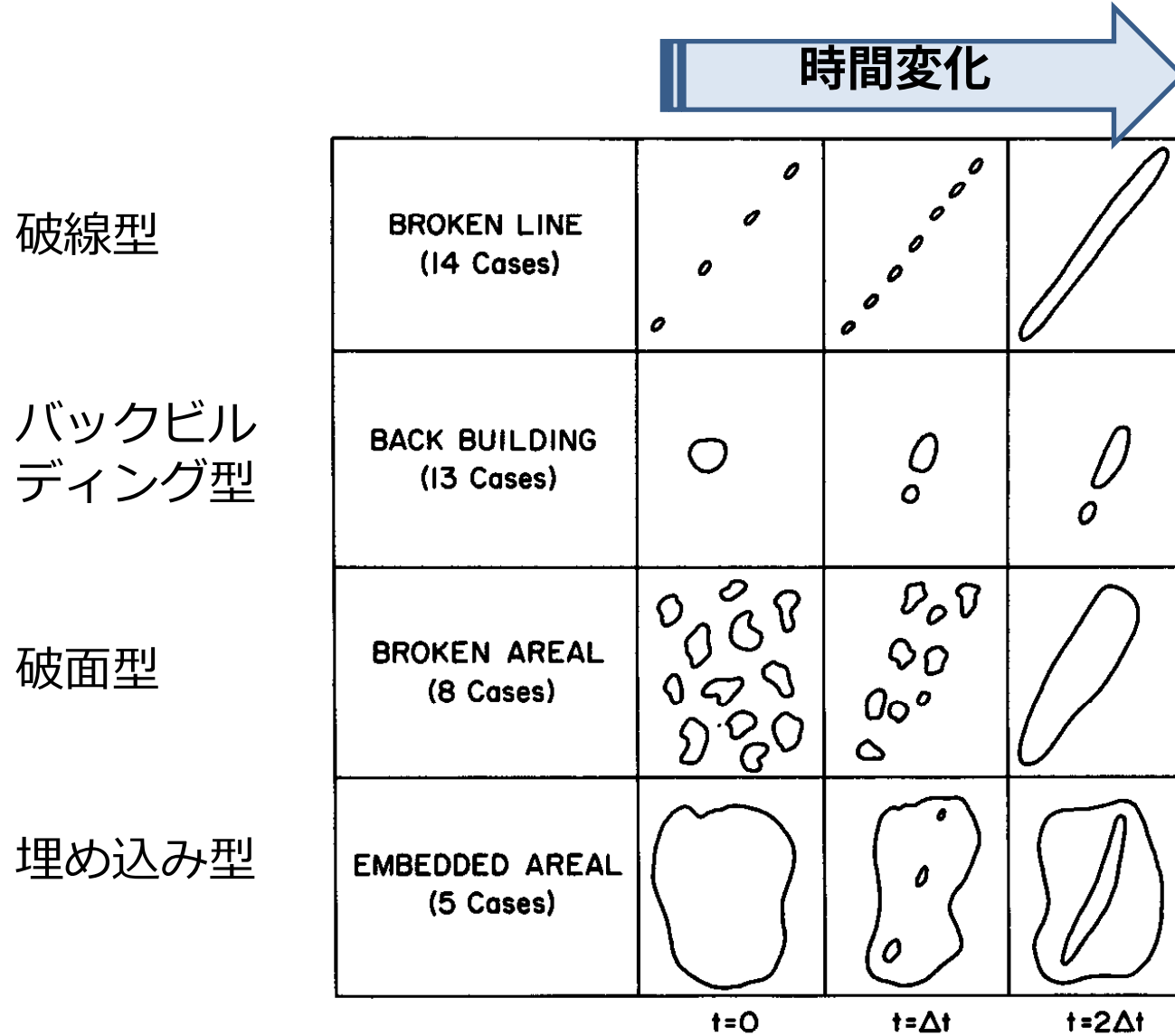


スーパーセルの概念図
強い上昇気流に伴う竜巻が発生する



(Klemp 1987)

積乱雲はしばしば線状に集団化する



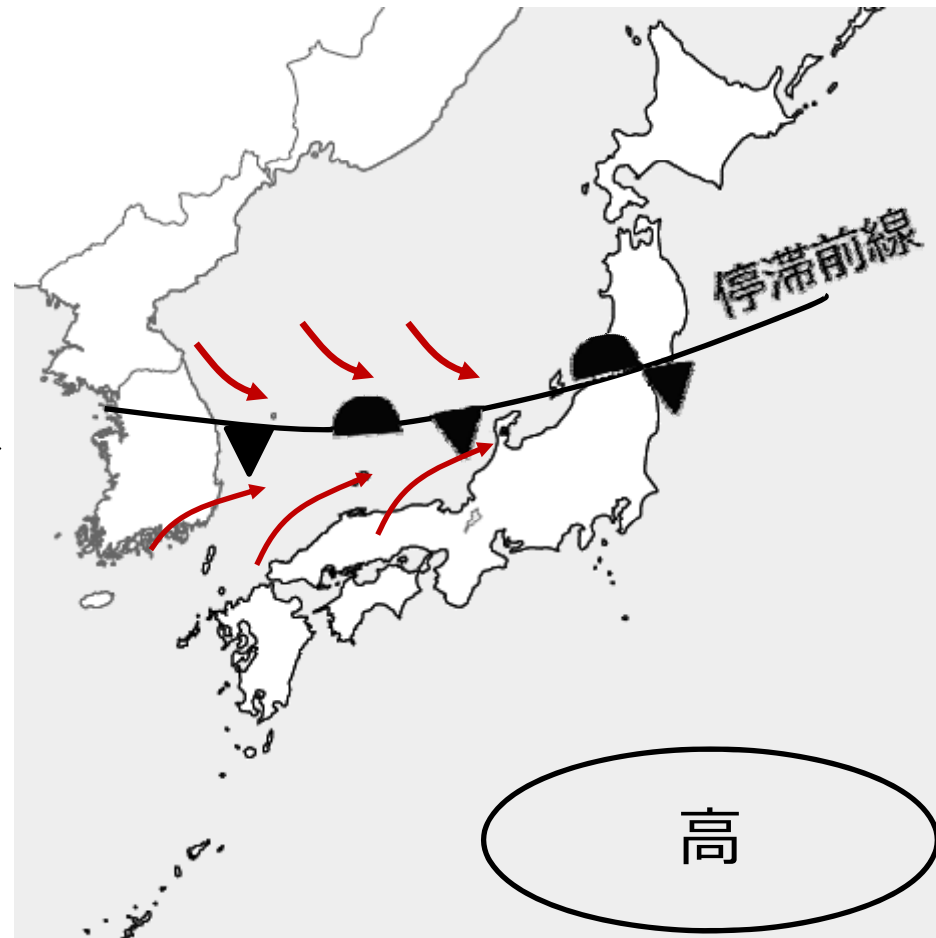
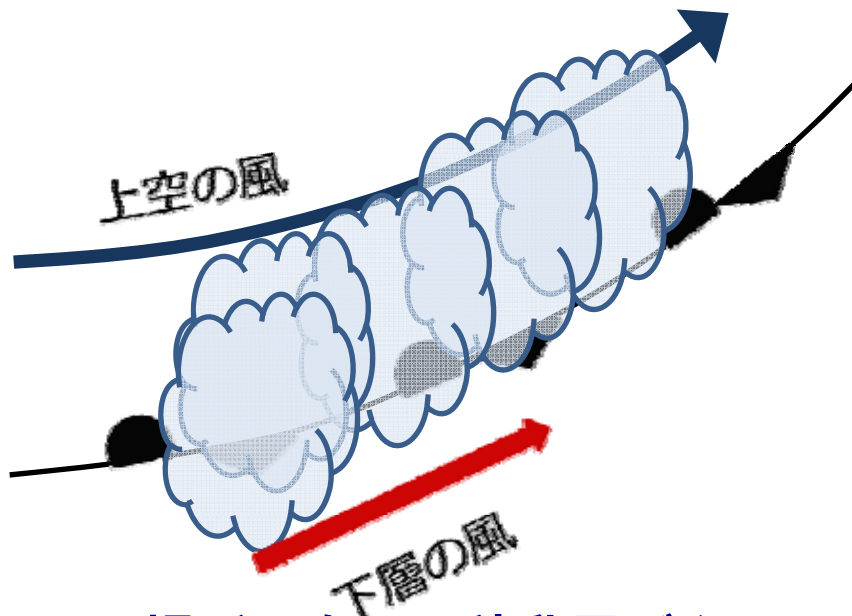
線状の積乱雲群が停滞すると豪雨になる
(線状降水系)

(Bluestein and Jain 1985)



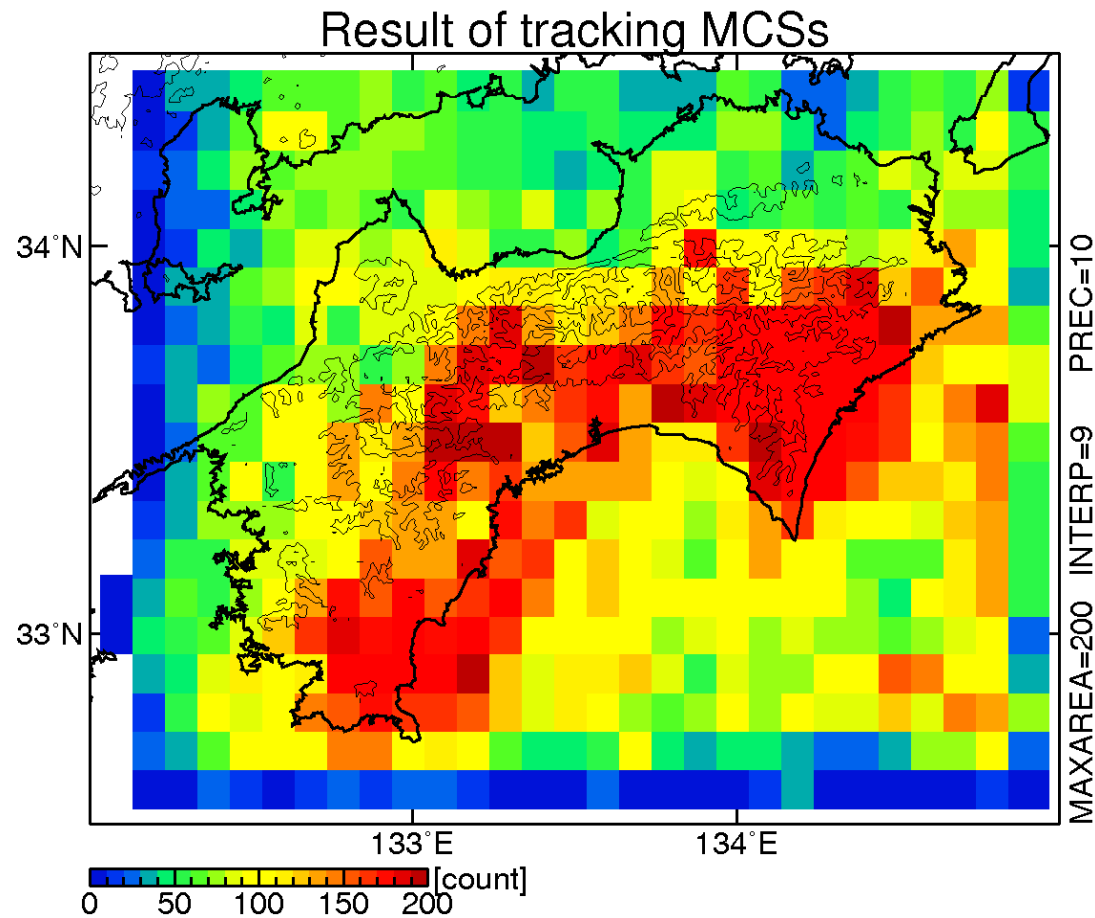
日本の豪雨の多くはバックビルディング型

- 2013年8月9日秋田・岩手豪雨
- 2013年7月28日山口・島根豪雨
- 2012年7月九州北部豪雨
- 2011年7月新潟・福島豪雨
- 2004年7月新潟・福島豪雨
-



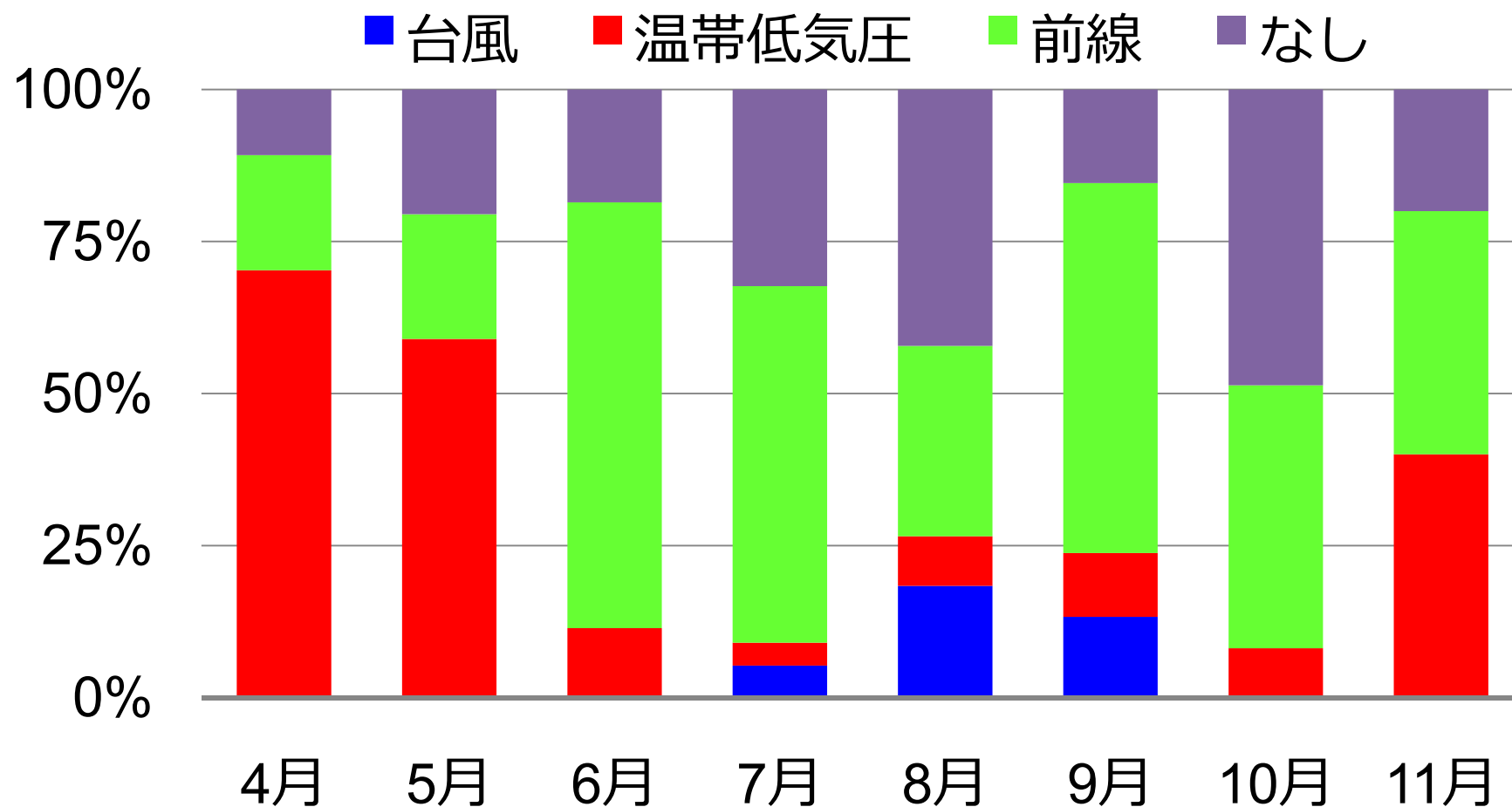
同じ場所に次々に積乱雲がやってきて大雨となる

日本における停滞性線状降水系：四国を例に



(Unuma and Takemi 2013)

停滞性線状降水系の気象条件

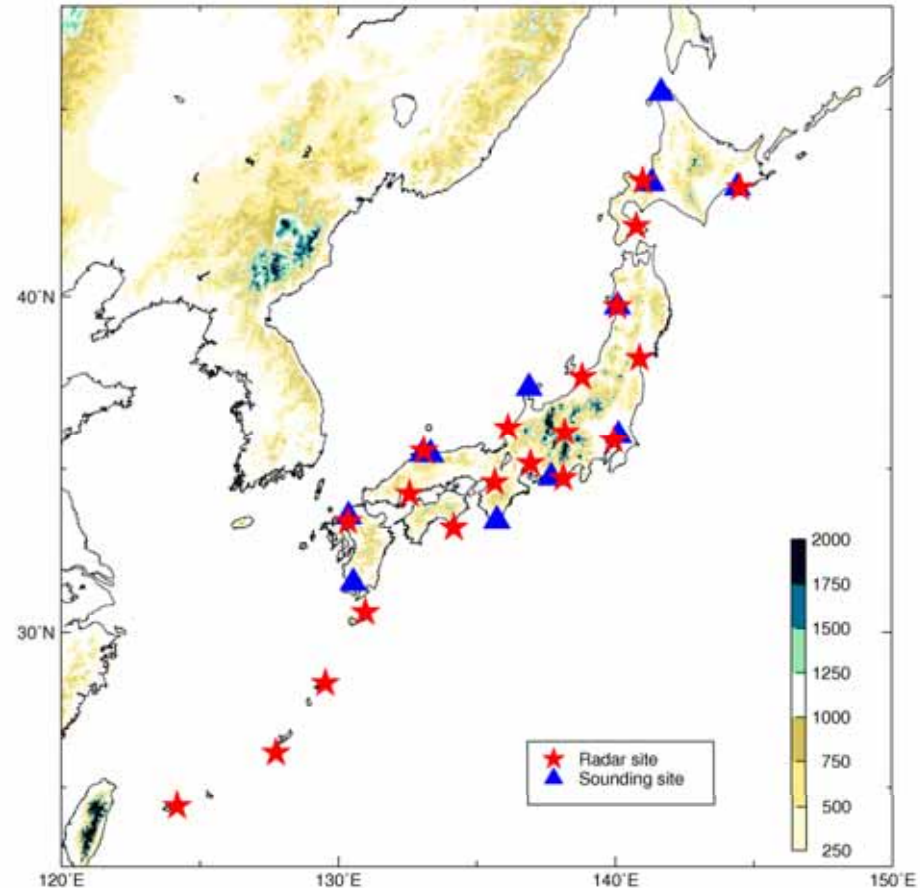


(Unuma and Takemi 2013)



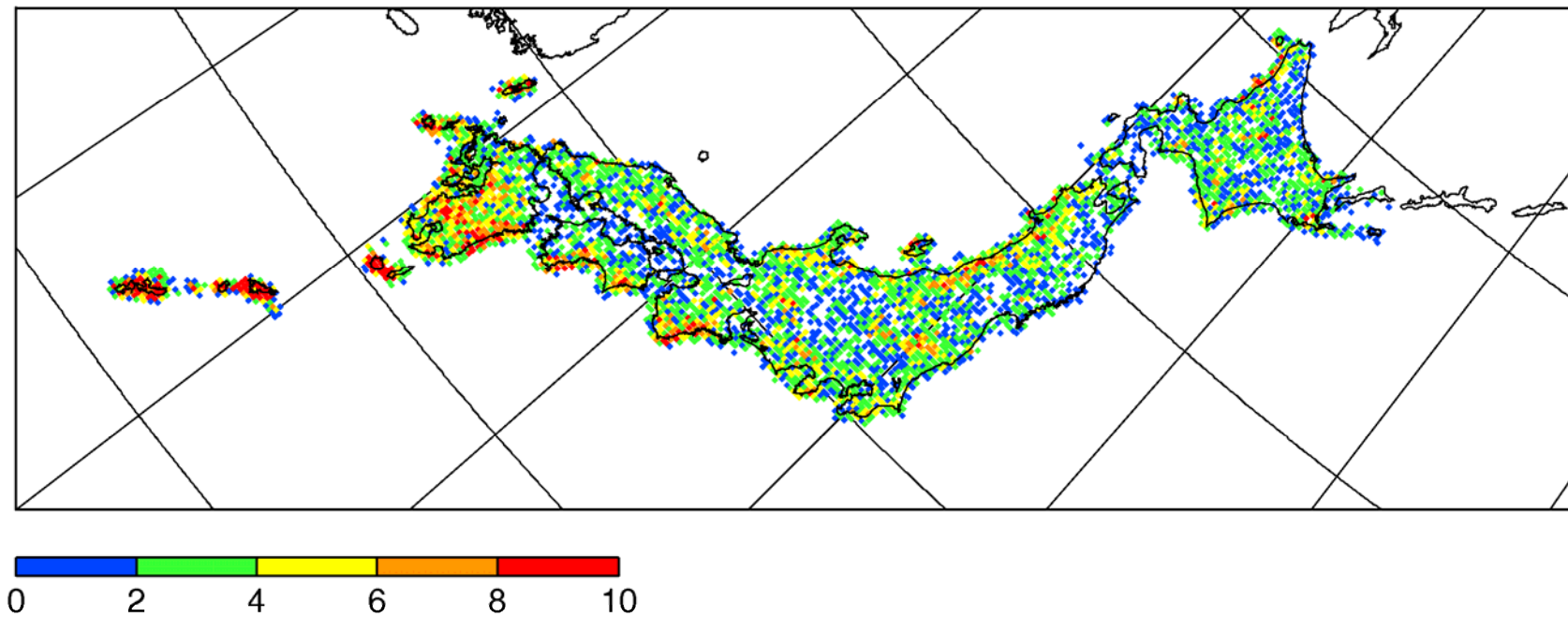
日本における停滞性線状降水系

- 気象庁全国合成レーダー
 - 時間分解能：10分
 - 空間分解能：1km
 - 全データ数：281,088
- 高層観測データ
 - 時間分解能：12時間
09, 21JST(日本標準時)
 - 全データ数：46,848



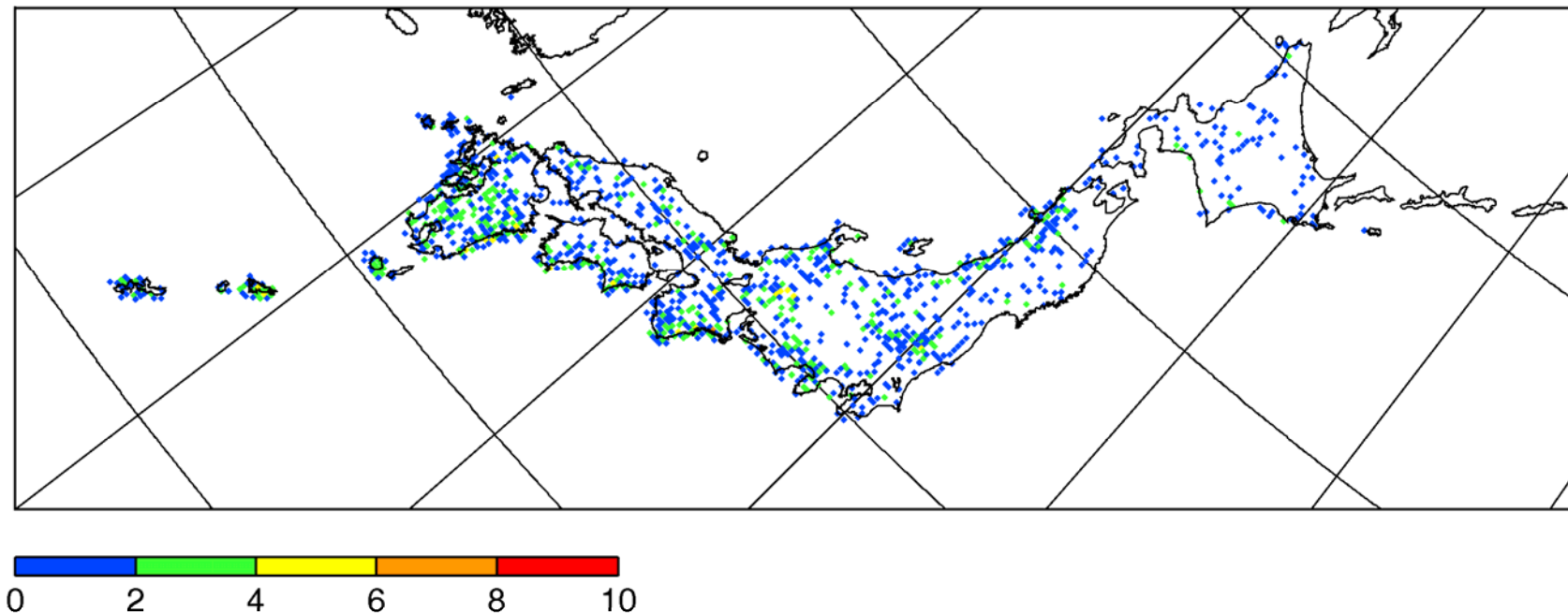
★：レーダー観測地点
▲：高層気象観測地点

継続時間が60分未満の線状降水系の発生位置



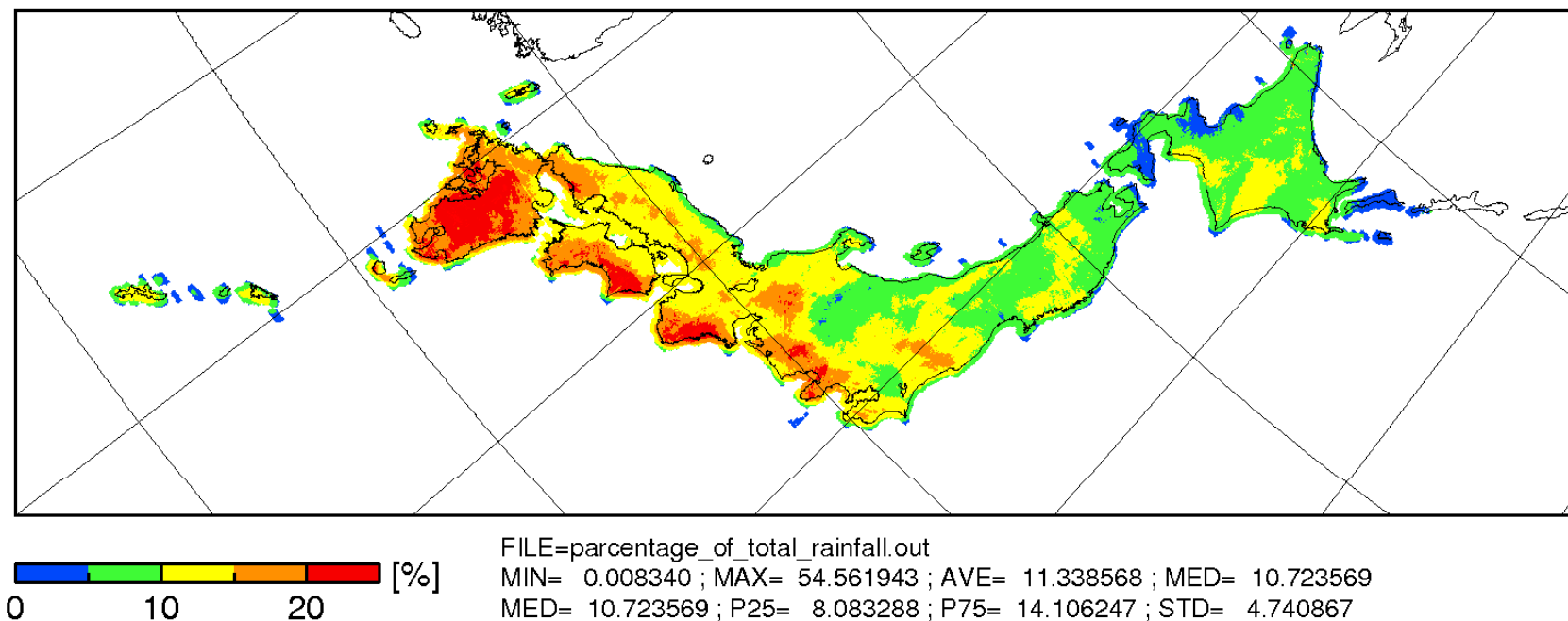
(Unuma and Takemi 2013)

継続時間が60分以上の線状降水系の発生位置



(Unuma and Takemi 2013)

線状降水系による雨の全降水量に占める割合



(Unuma and Takemi 2013)

関東平野の局地豪雨時の大気の状態

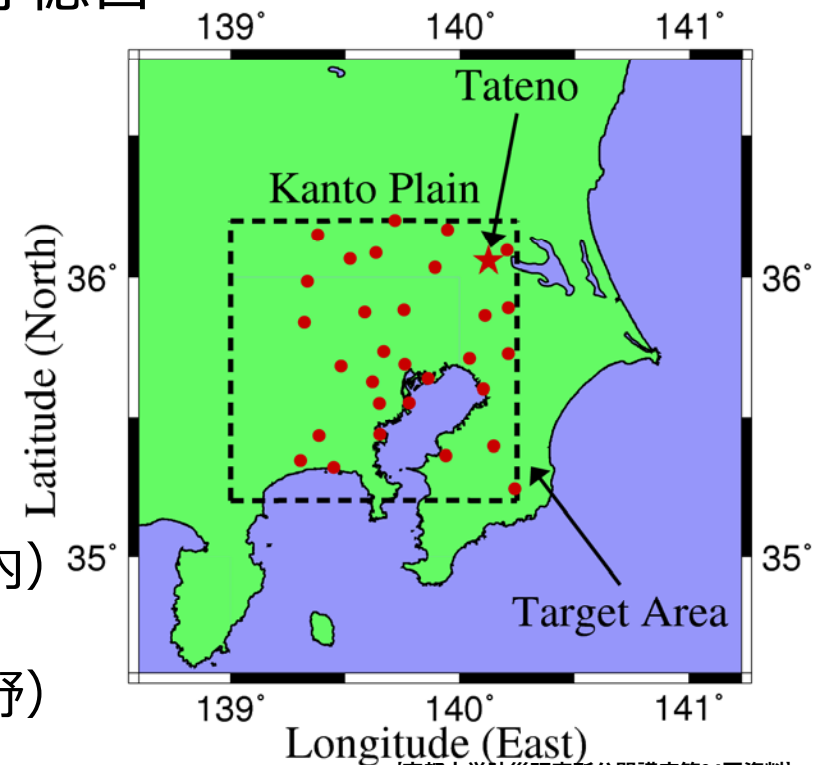
- 午前中は晴天で午後に局地豪雨が突発的に生じる時の大気の状態はどうなっているのか？
- 調査対象地域領域：関東平野(約100 km四方)
- 調査対象期間：2002年から2010年の7月・8月
 - 太平洋高気圧でおおわれた静穏日
- 使用データ
 - 気象予報データ
 - AMeDASデータ
 - ラジオゾンデデータ

(Nomura and Takemi 2011)

調査地域（点線内）

● : AMeDAS

★ : つくば（館野）



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]



大気状態の不安定を表す指標のひとつ

$$KI = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

T : 気温 T_d : 露点温度

KI

$KI < 15$	雷雨の可能性なし
$15 < KI < 20$	雷雨の可能性20%
$21 < KI < 25$	20 – 40 %
$26 < KI < 30$	40 – 60 %
$31 < KI < 35$	60 – 80 %
$36 < KI < 40$	80 – 90 %
$41 < KI$	ほぼ100 %

大野（2001）による

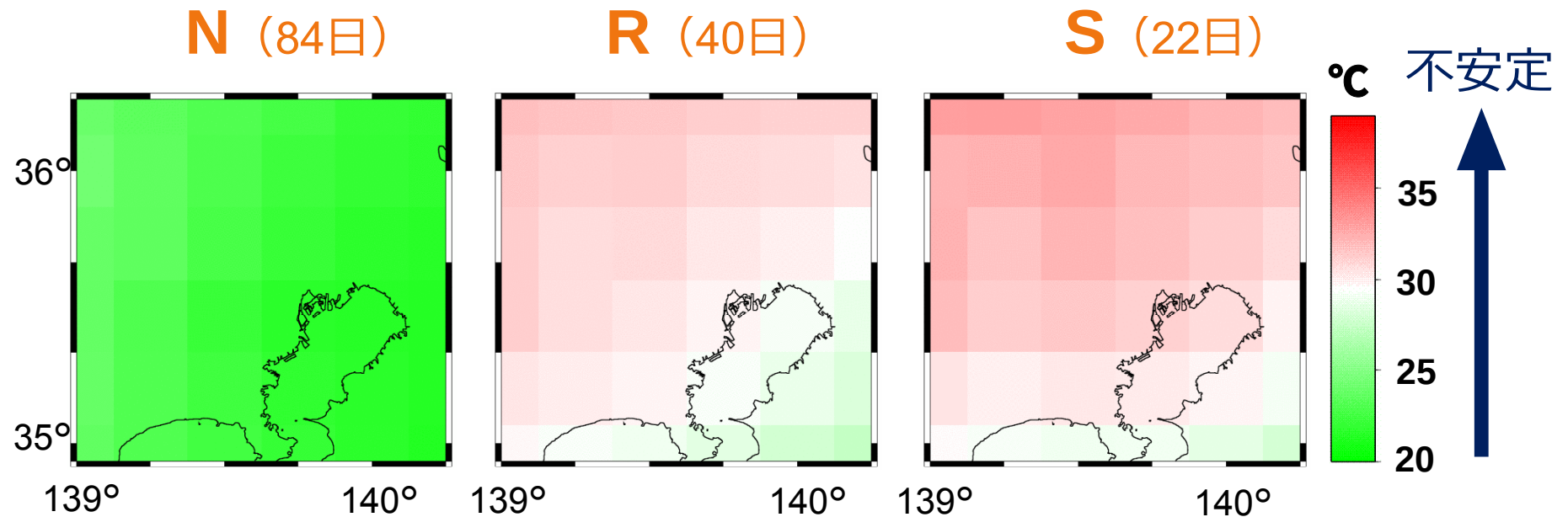


雨の有無の違いによる大気状態の違い

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

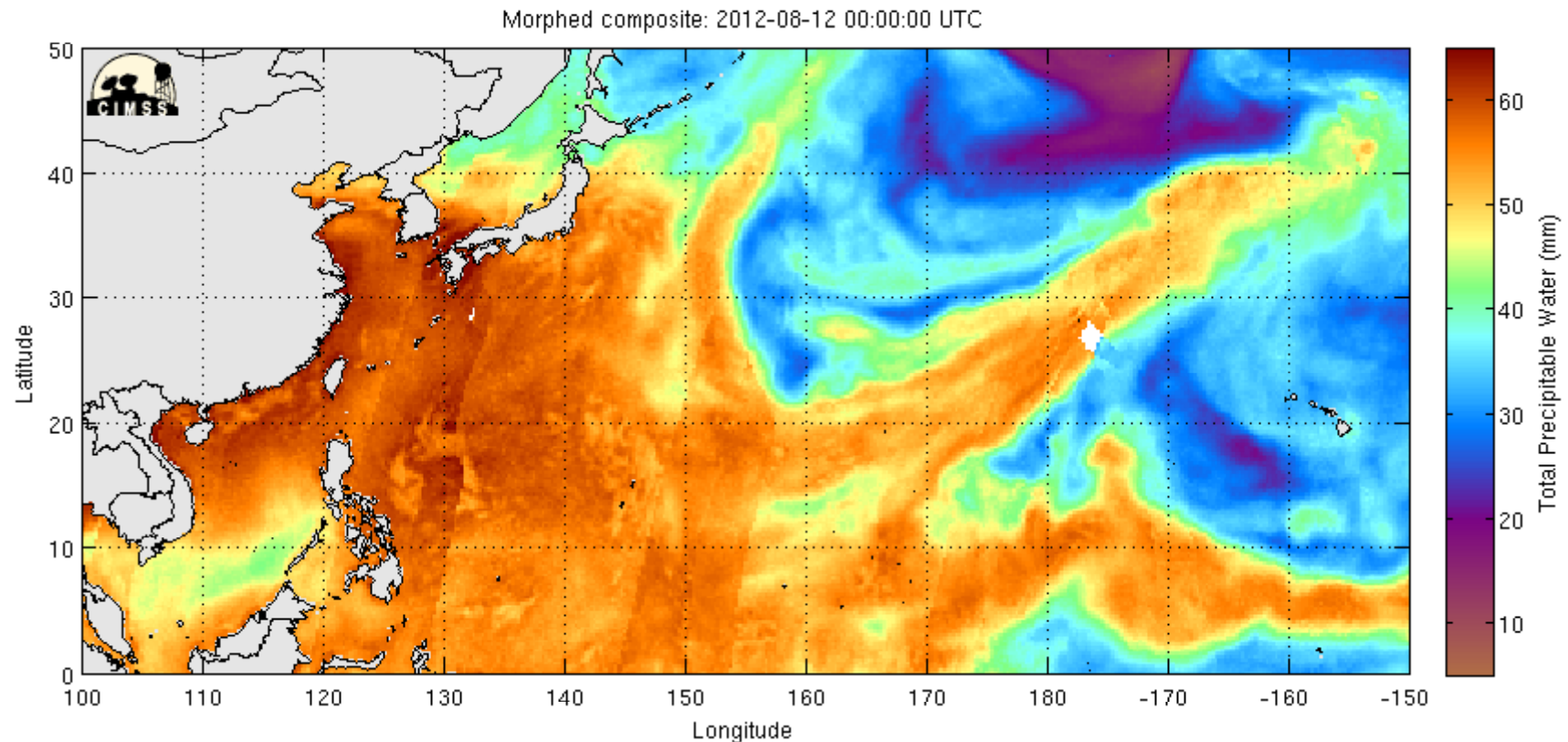
水蒸気量の違い
に起因



(Nomura and Takemi 2011)

2012年8月14日京都府南部(宇治)豪雨について

2012年8月12日～14日の可降水量の変動



Morphed Integrated Microwave Imagery –Total Precipitable Water
(Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies)

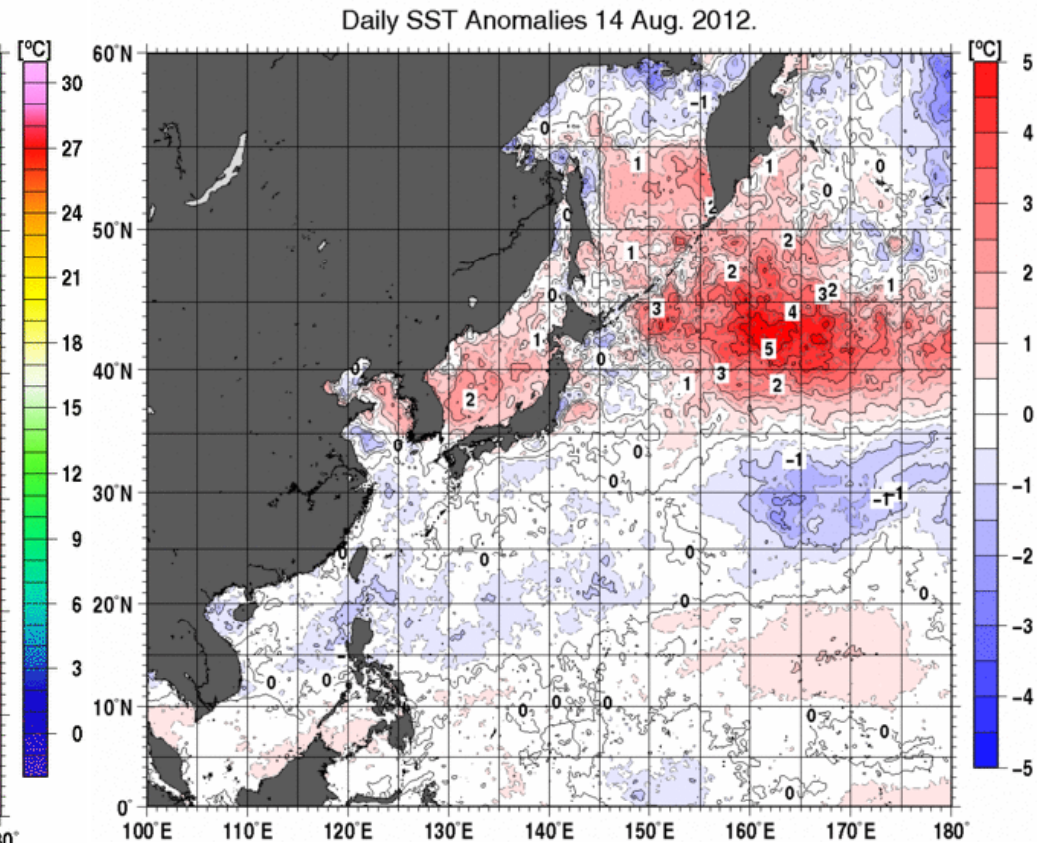
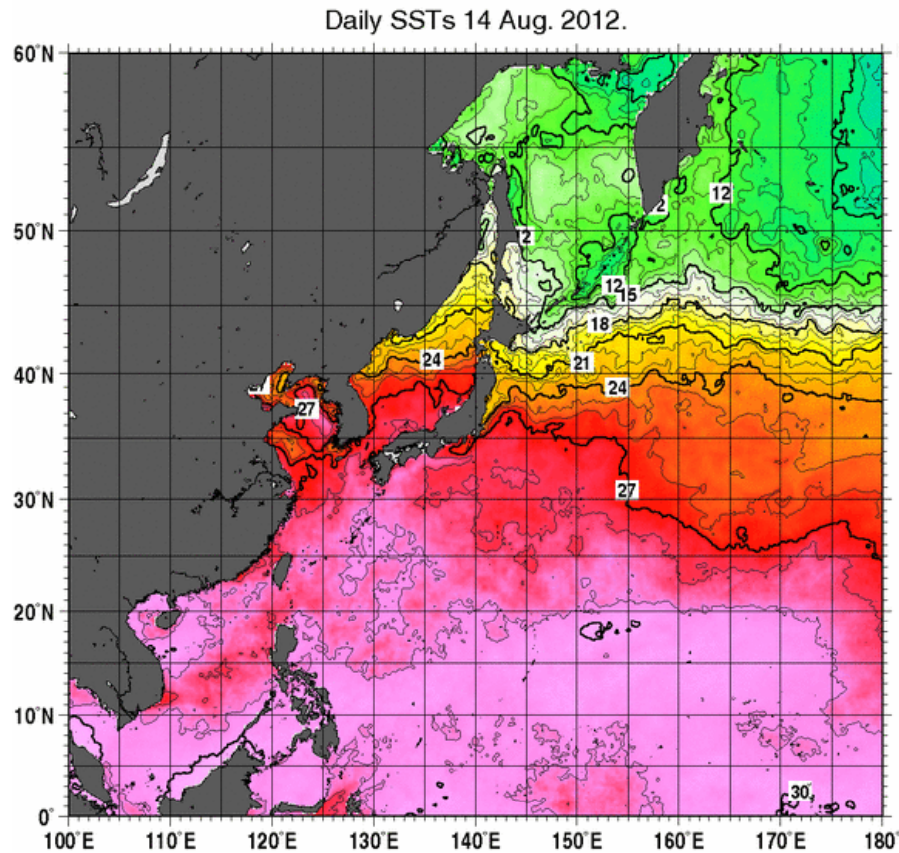
(<http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mimic-tpw/wpac/main.html>)



海面水温の分布

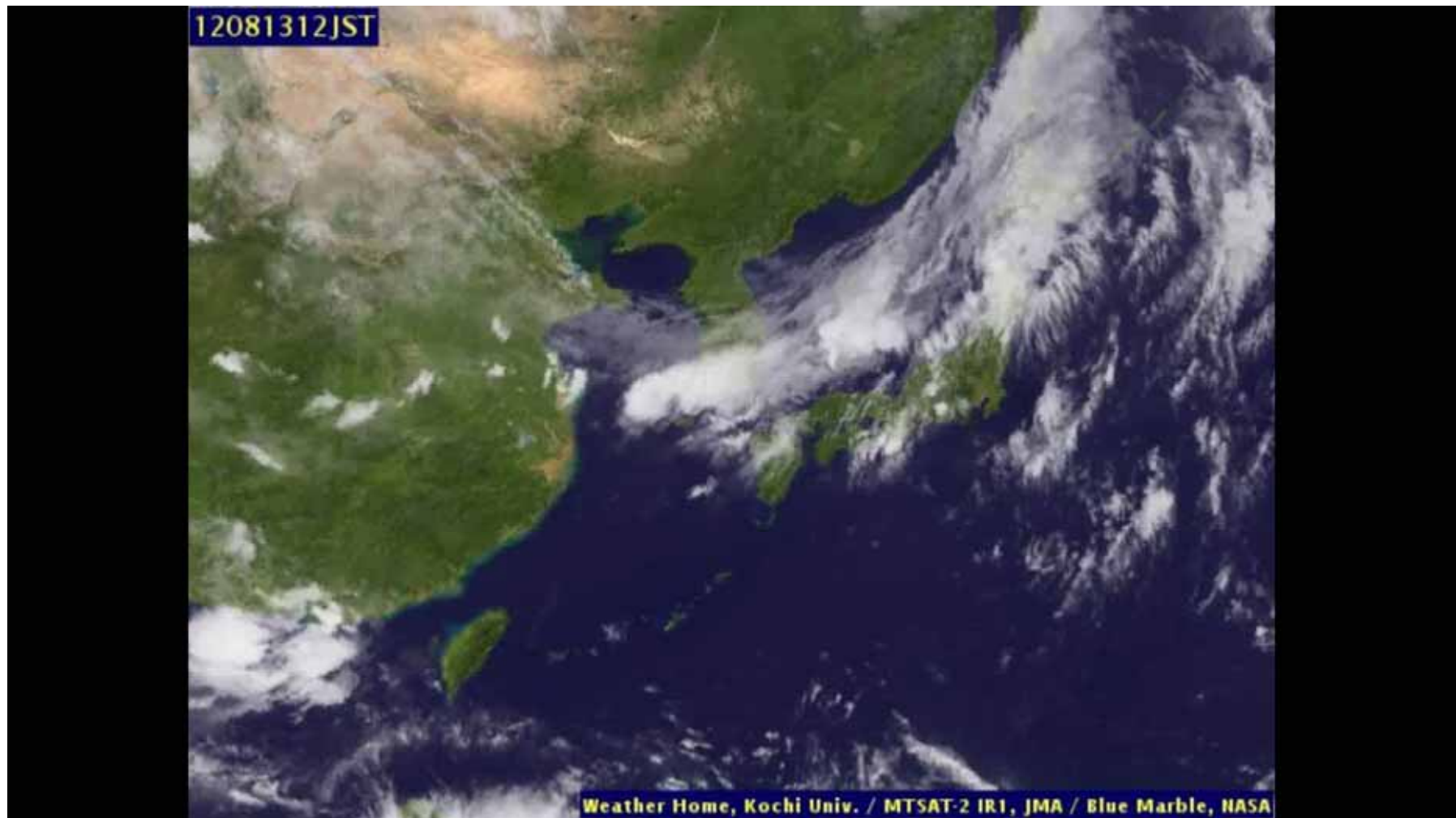
2012年8月14日海面水温の分布

左の海面水温の平年値からの偏差



(気象庁による)

静止気象衛星による雲画像



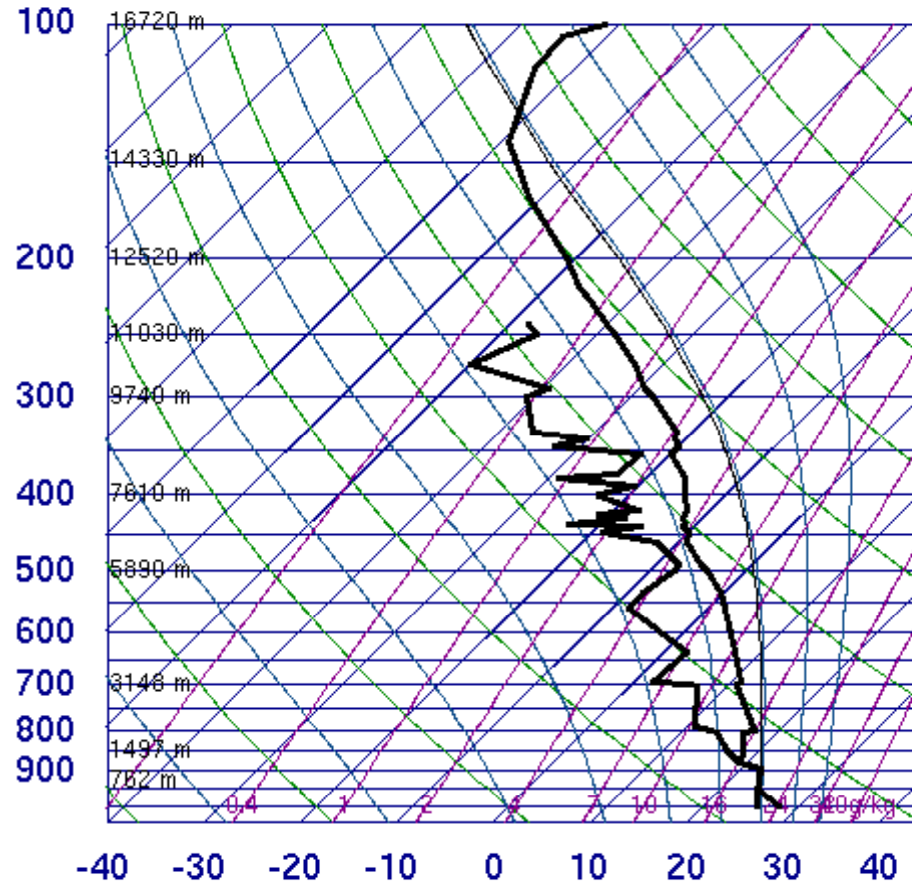
(高知大学気象情報頁より)

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

大気の安定度

潮岬：2012年8月13日21時

47778 Shionomisaki



SLAT 33.45
SLON 135.76
SELV 75.00
SHOW -0.54
LIFT -4.92
LFTV -5.55
SWET 358.0
KINX 34.40
CTOT 20.90
VTOT 22.50
TOTL 43.40
CAPE 2347.
CAPV 2584.
CINS 0.00
CINV 0.00
EQLV 130.7
EQTV 130.7
LFCT 957.5
LFCV 958.4
BRCH 241.0
BRCV 265.3
LCLT 297.5
LCLP 958.4
MLTH 301.1
MLMR 20.53
THCK 5815.
PWAT 60.92

12Z 13 Aug 2012

University of Wyoming

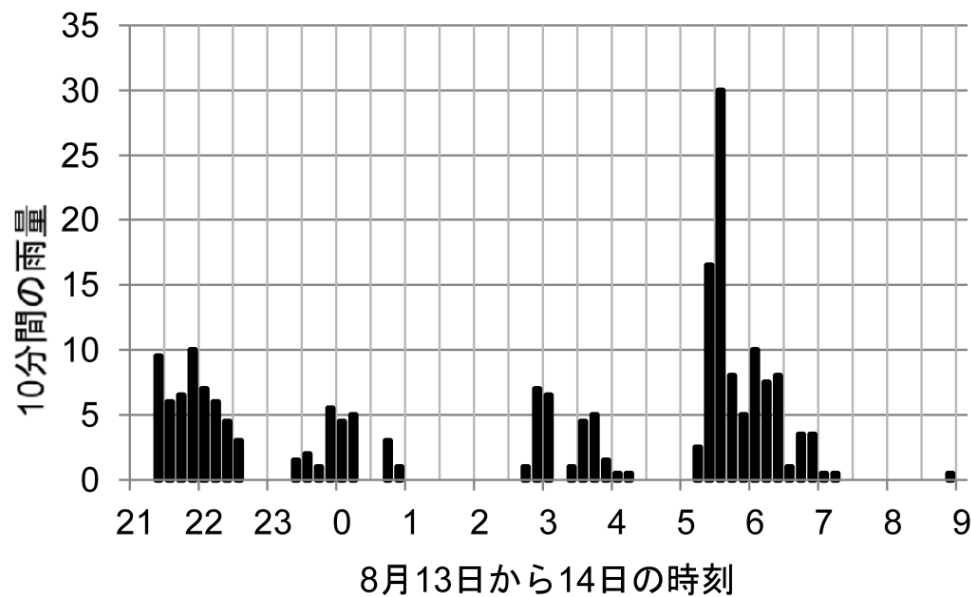
大気下層は暖かくて湿っている

(ワイオミング大学：<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>より)



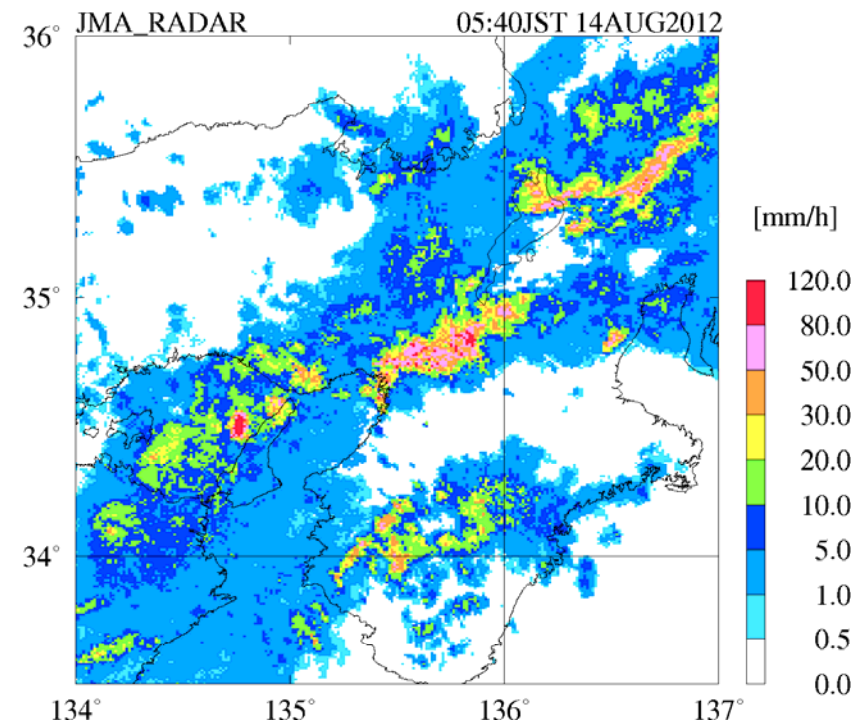
雨の時間変化

京田辺アメダスでの 10分間雨量の時系列

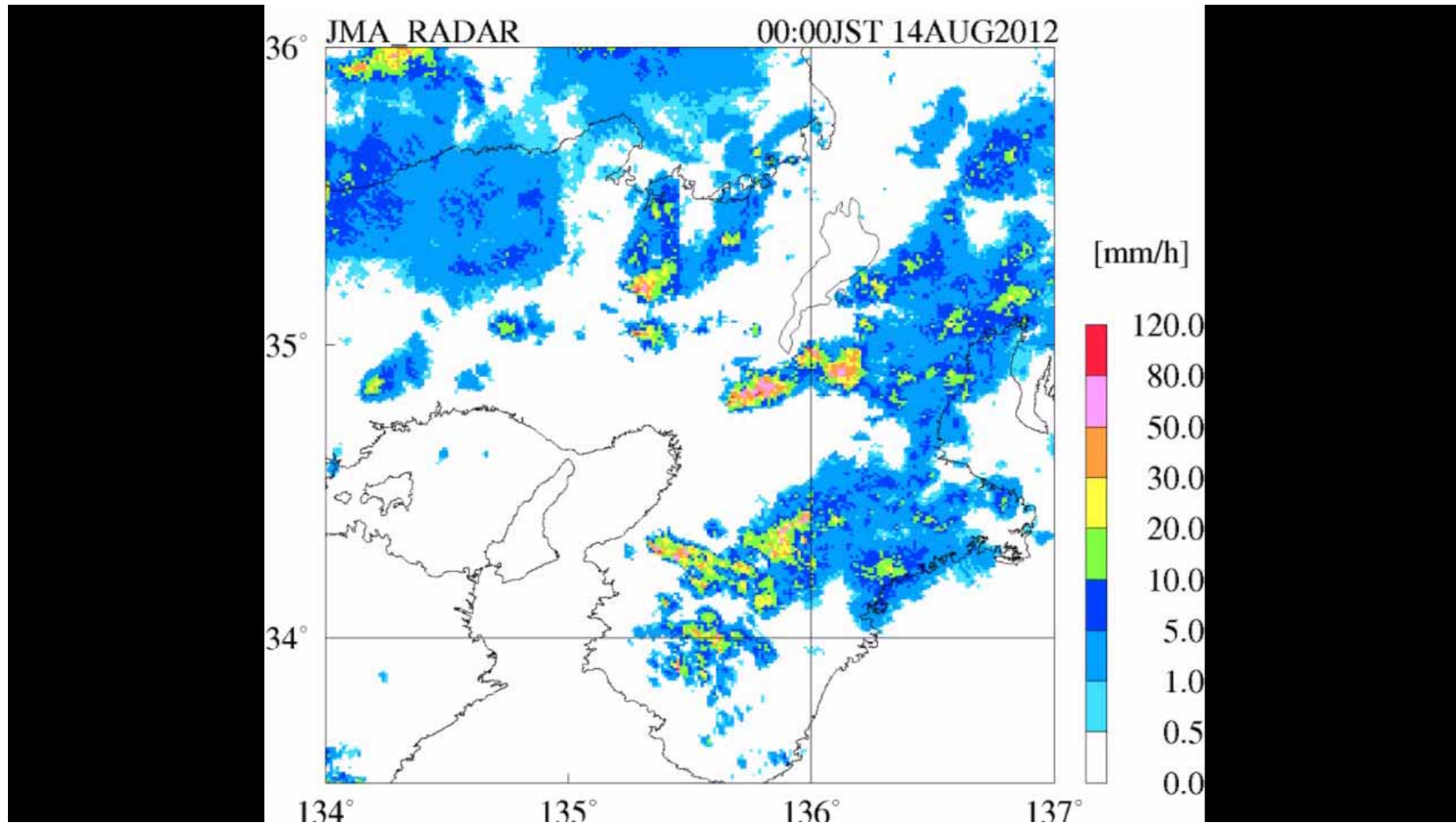


- 14日5:30-5:40の10分間に30 mmの猛烈な雨 (= 180 mm/h)
- 14日5:25-6:25の1時間で78 mm

気象庁レーダー による降雨分布 (2012年8月14日5:40)

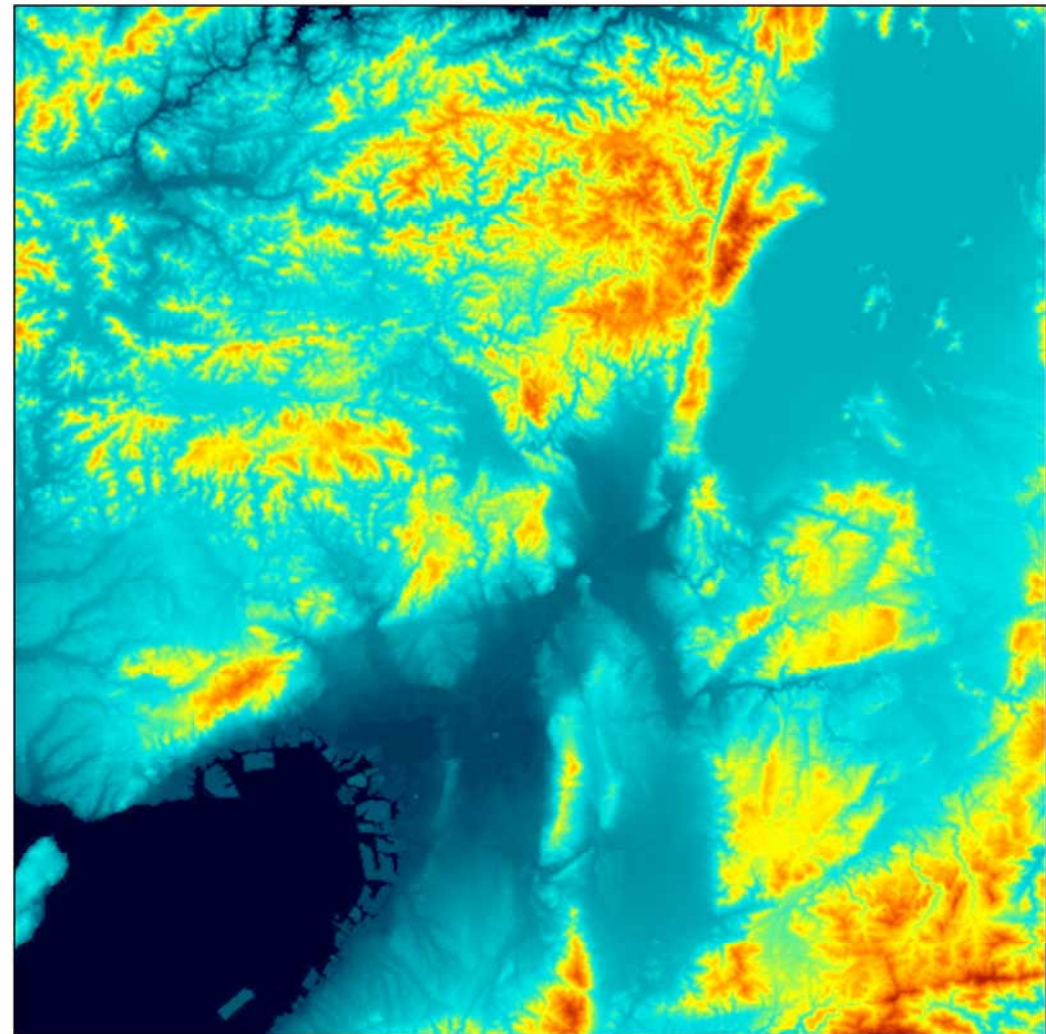
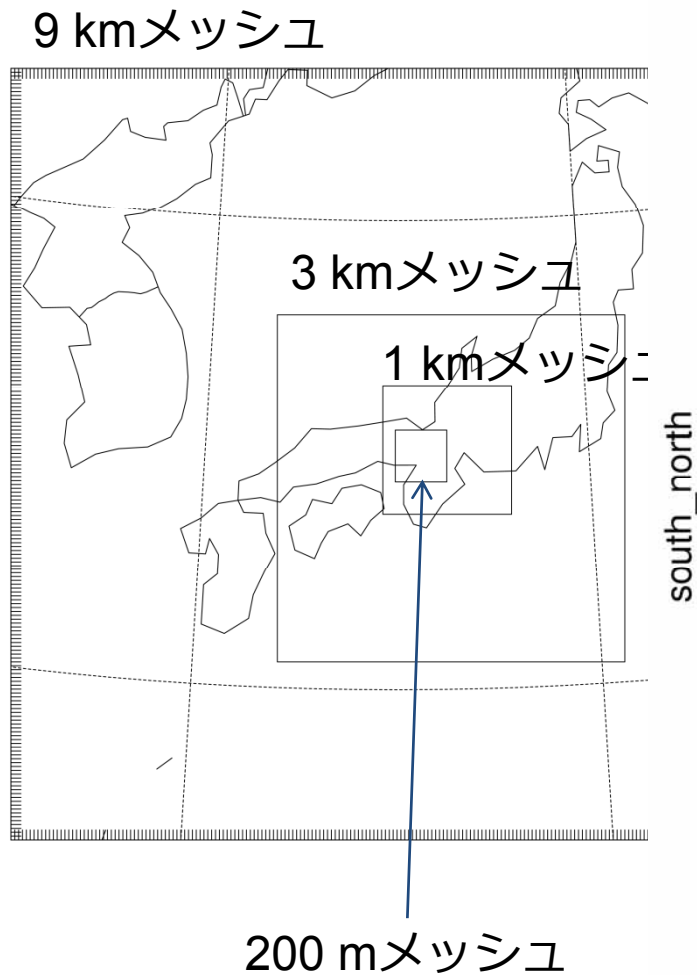


レーダーによる降雨分布



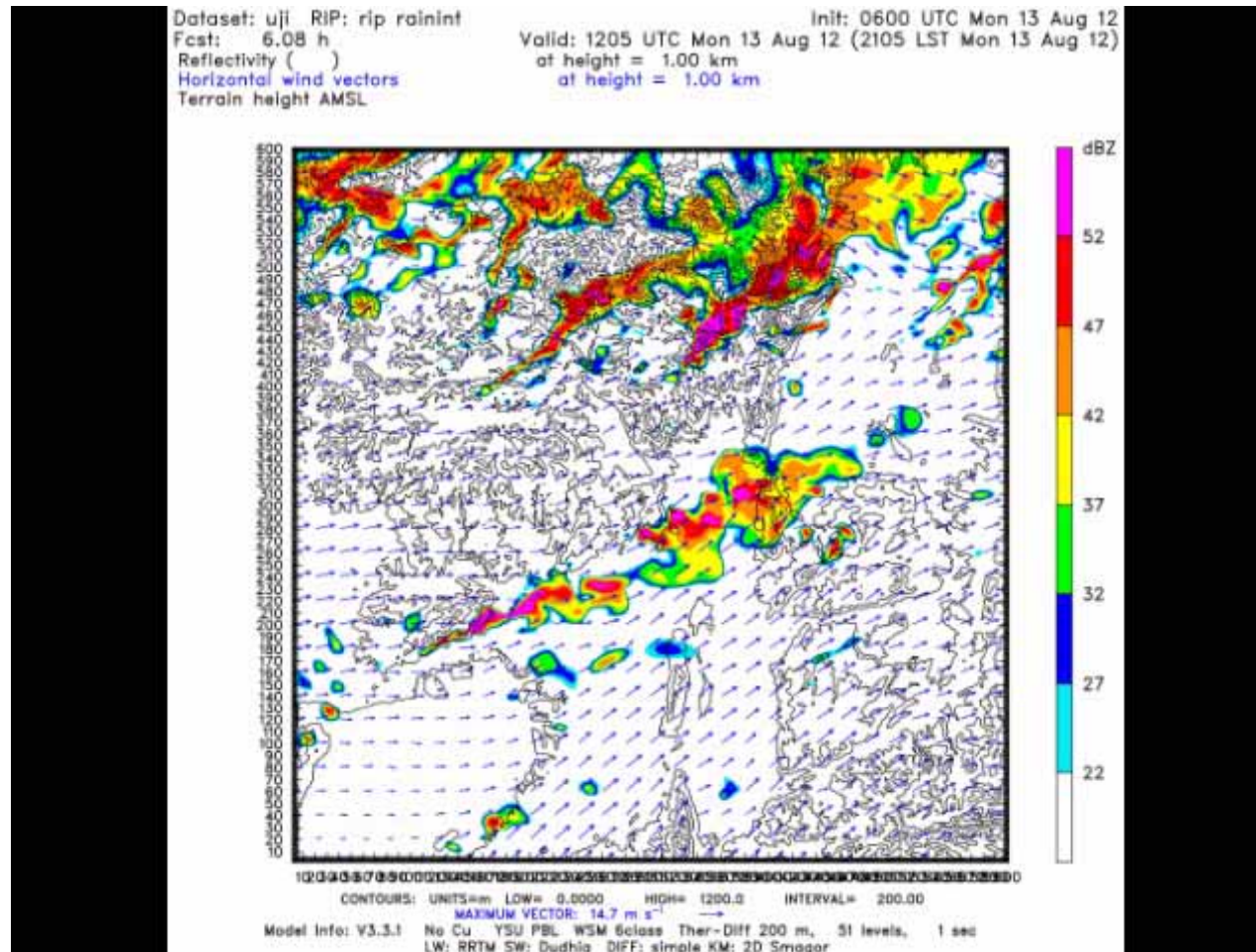
数値モデルによる再現シミュレーション

200 mメッシュで表現した地形分布
HGT_M (meters MSL)



west_east

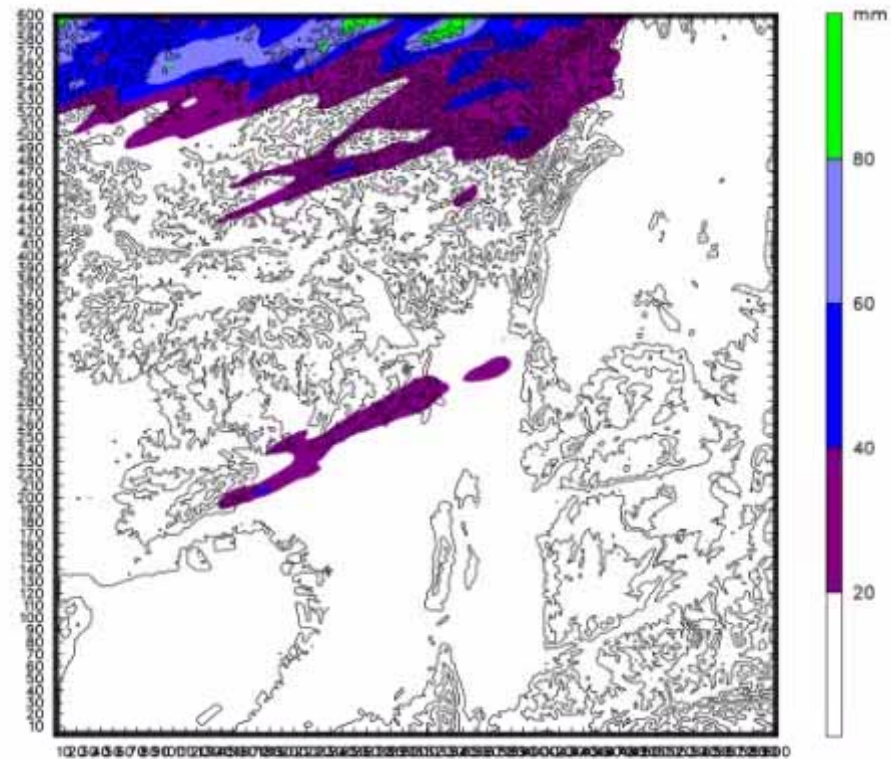
雨の強さの推移



新しい積乱雲が次々に風上側で形成される＝
バックビルディング型

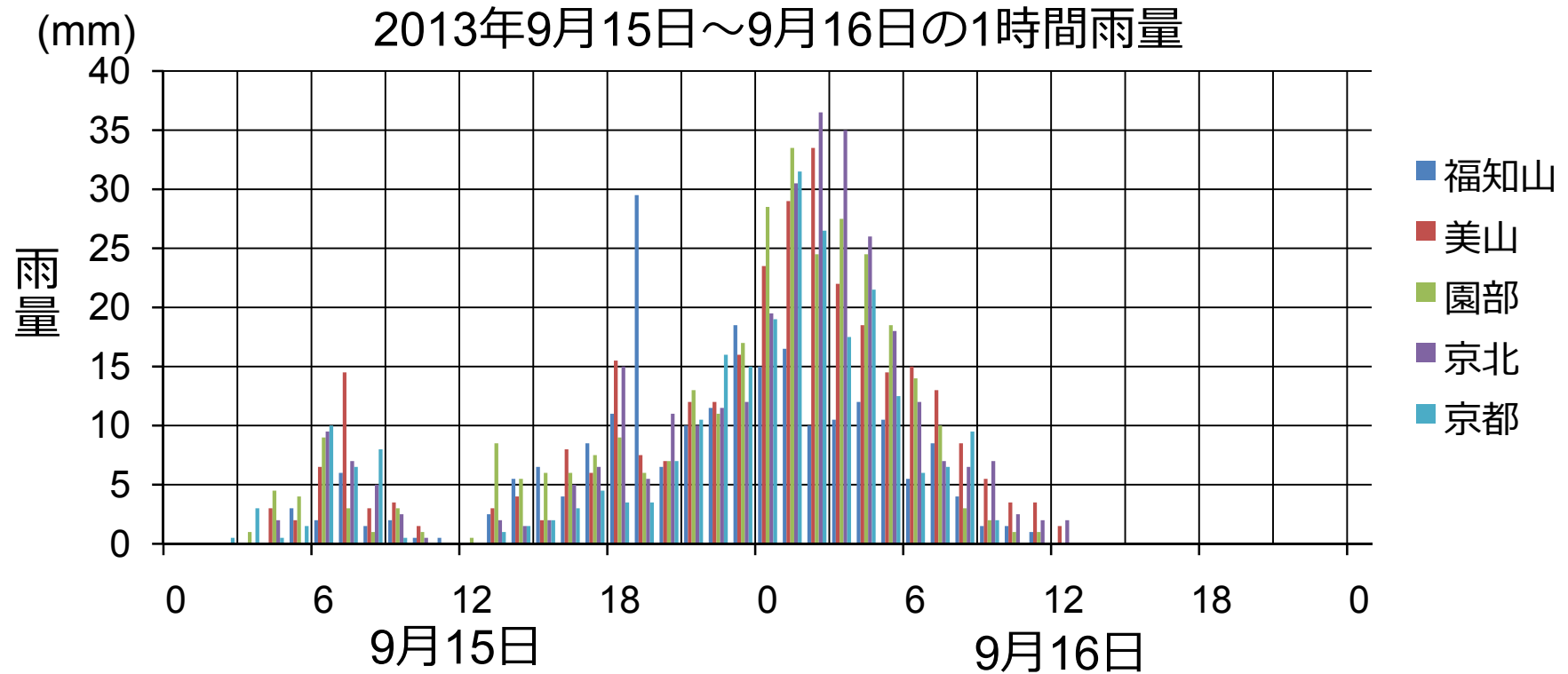
積算雨量の推移

Dataset: uji RIP: rip rainint Init: 0600 UTC Mon 13 Aug 12
Fest: 6.08 h Valid: 1205 UTC Mon 13 Aug 12 (2105 LST Mon 13 Aug 12)
Explicit precip. since h 6
Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 1200.0 INTERVAL= 200.00
Model Info: V3.3.1 No Cu YSU PBL WSM 6class Ther-Diff 200 m, 51 levels, 1 sec
LW: RRTM SW: Dudhia DIFF: simple KM: 2D Smagor

2013年台風18号による京都での豪雨について

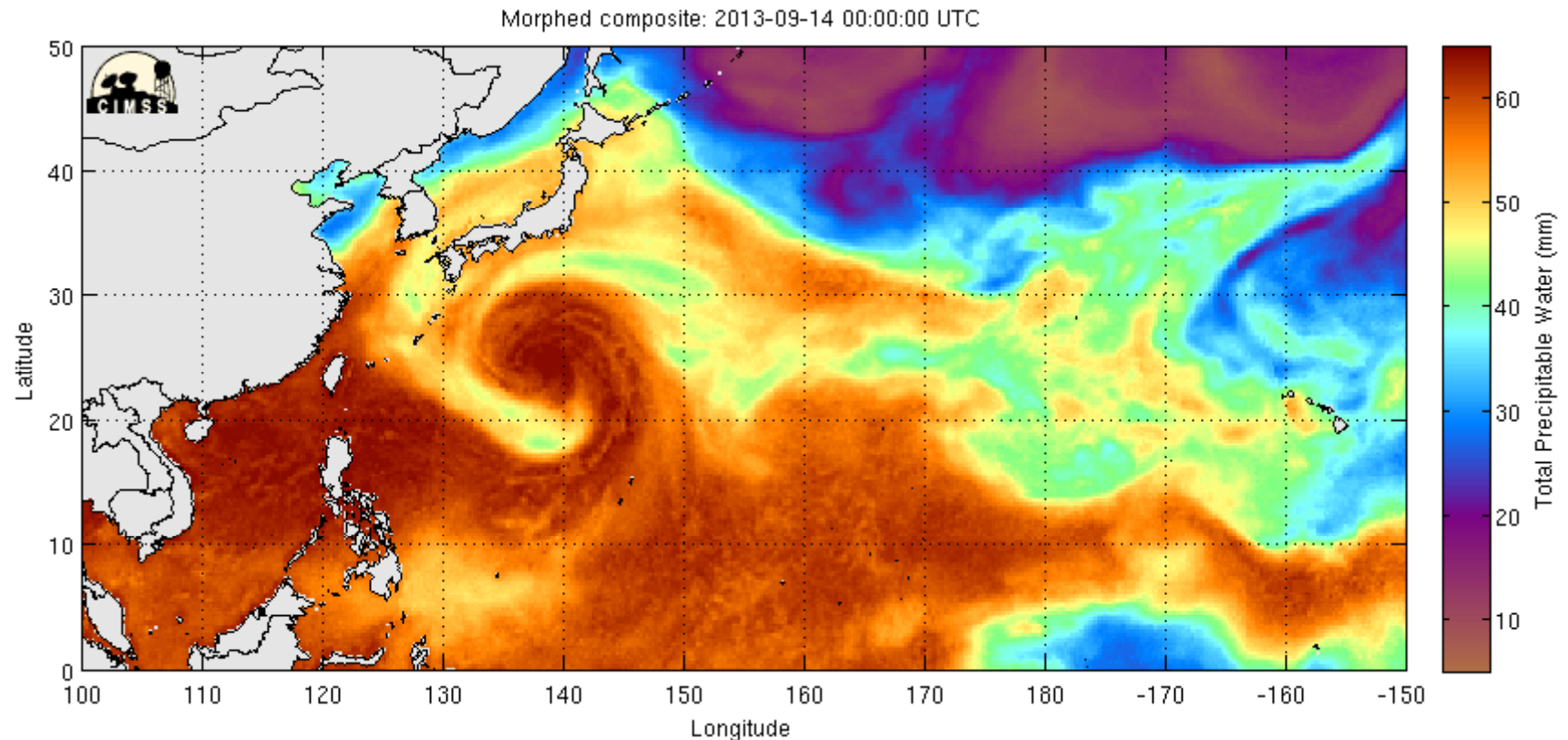


地点	2日間総雨量
福知山	226.0 mm
美山	318.5 mm
園部	311.5 mm
京北	313.0 mm
京都	250.5 mm



水蒸気の流れ

2013年9月14日～16日の可降水量の変動



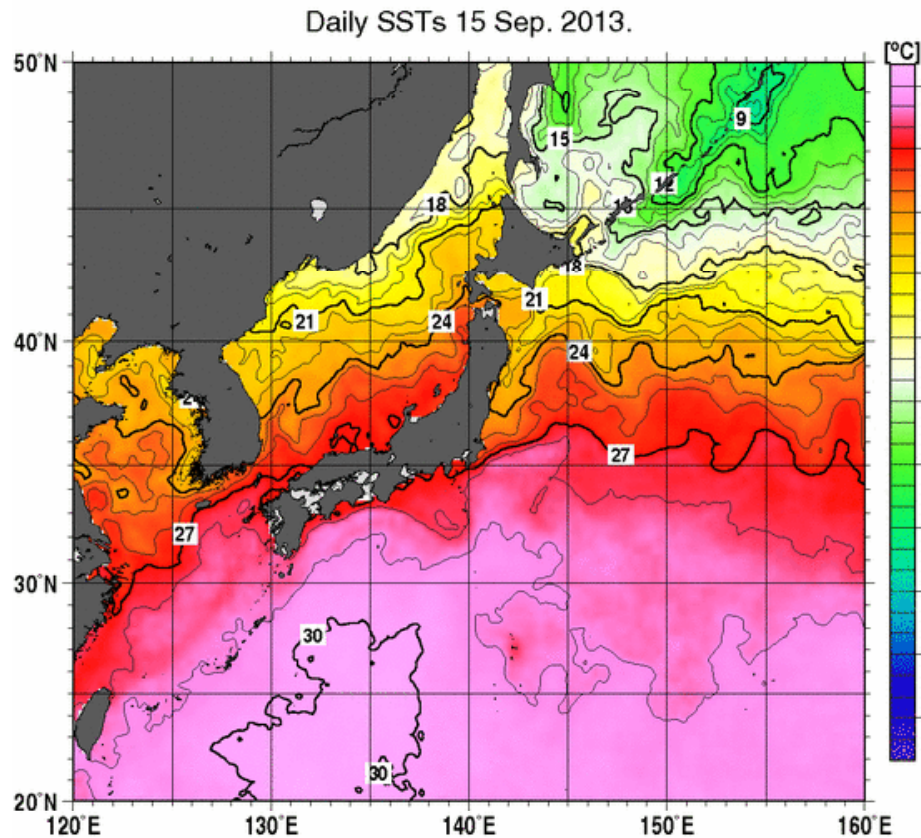
Morphed Integrated Microwave Imagery –Total Precipitable Water
(Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies)

(<http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mimic-tpw/wpac/main.html>)

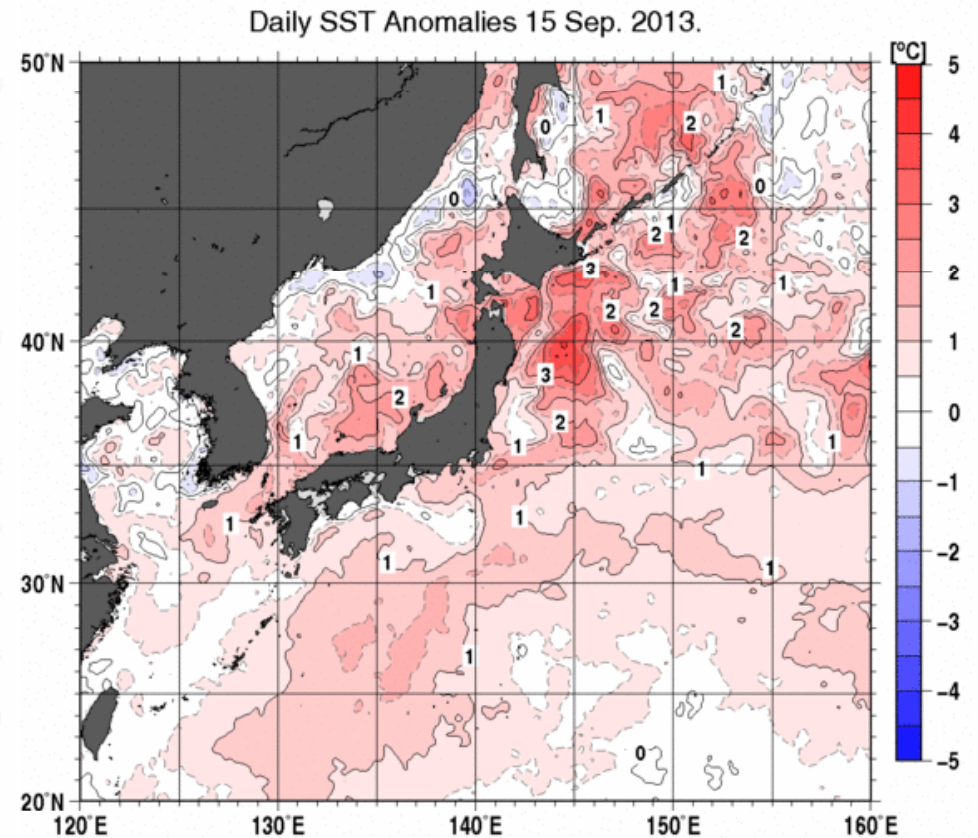


海面水温の分布

2013年9月15日海面水温の分布



左の海面水温の平年値からの偏差

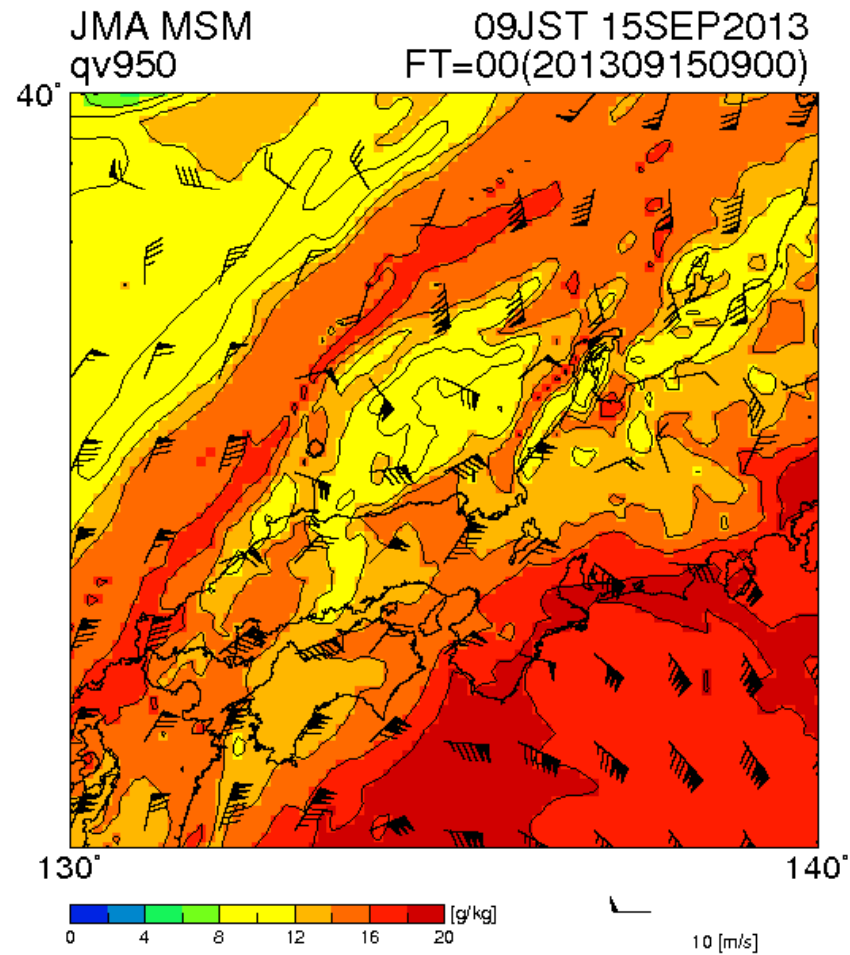


(気象庁による)

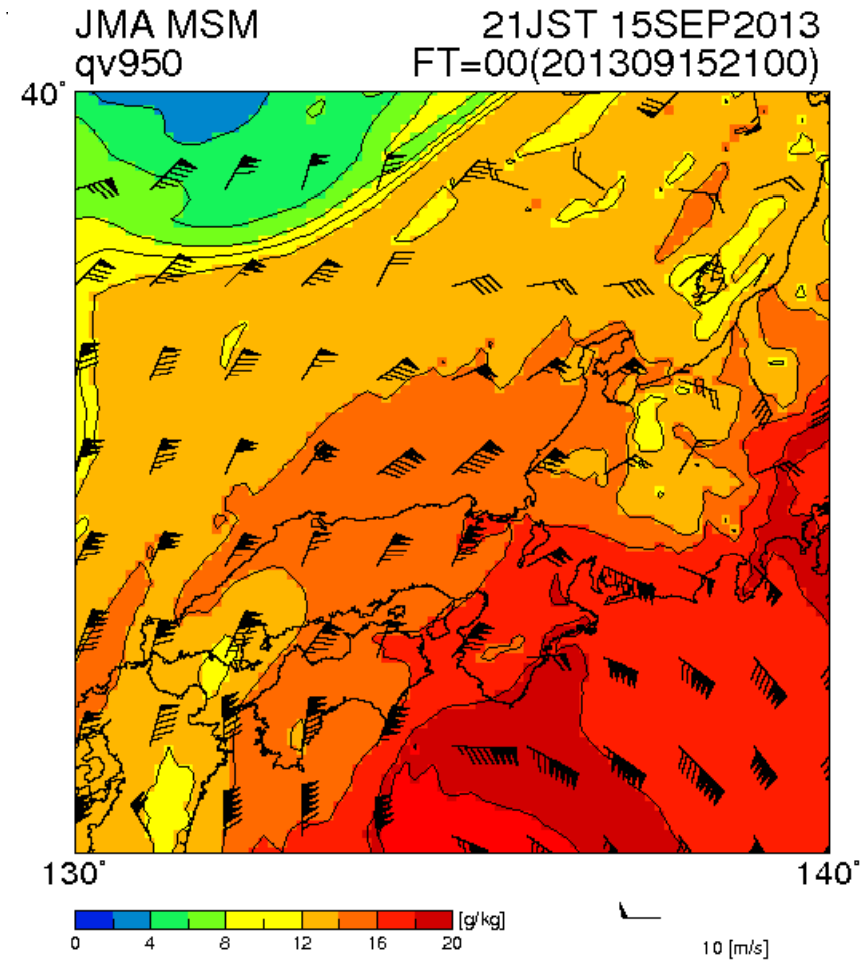
水蒸気の流れ

大気下層での気流と水蒸気量分布

2013年9月15日9時



2013年9月15日21時



まとめ

- 集中豪雨と局地豪雨
- 積乱雲の発達条件
 - 不安定さ（大きな気温減率；下層高温・上空低温）
 - 下層の水蒸気量が豊富
- 日本の停滞性線状降水系の分布
 - 多雨地域に偏在
- 局地豪雨の大気条件（関東平野・濃尾平野での事例）
 - 水蒸気量
- 2012年8月14日宇治豪雨
 - バックビルディング型豪雨（元々は1985年に遡る）
 - † 日本の豪雨の多くはこの形
 - 地形の影響
- 台風による長続きする豪雨
 - 2011年台風12号
 - 2013年台風18号

